ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО КОМИТЕТА.
Новая серия. Выпуск 163.

MÉMOIRES DU COMITÉ GÉOLOGIQUE.
Nouvelle série. Livraison 163.

Г. Л. ПАДАЛКА.

БЕЛОУСОВСКИЙ РУДНИК НА АЛТАЕ.

С 2 картами и 6 таблицами.

G. PADALKA.

THE BELOUSSOVSKY ORE-DEPOSIT IN THE ALTAI MOUNTAINS.

With 2 maps and 6 plates.

ИЗДАНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО КОМИТЕТА.
ЛЕНИНГРАД.
1929.

ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО КОМИТЕТА.
Новая серия. Выпуск 163.

MÉMOIRES DU COMITÉ GÉOLOGIQUE.
Nouvelle série. Livraison 163.

Г. Л. ПАДАЛКА.

БЕЛОУСОВСКИЙ РУДНИК НА АЛТАЕ.

С 2 картами и 6 таблицами.

G. PADALKA.

THE BELOUSSOVSKY ORE-DEPOSIT IN THE ALTAI MOUNTAINS.

With 2 maps and 6 plates.

ОБЯЗАТЕЛЬНЫЙ ЭКЗ.

АЛТАЙСКАЯ КРАЕВАЯ гор. Барнаул БИБЛИОТЕКА

ИЗДАНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО КОМИТЕТА.
ЛЕНИНГРАД.
1929.

Напечатано по распоряжению Директора Геологического Комитета.

Ответственный Редактор
Ученый Секретарь: *М. М. Тетяев.*

Ленинградский Областлит № 15524. Заказ № 960. Тираж 1.250—22 п. л.

Центральная Типография Наркомвоенмора, Ленинград, площ. Урицкого, 10.

ОГЛАВЛЕНИЕ.

Стр.

ВВЕДЕНИЕ 1

ГЛАВА I. Сведения о месторождениях Белоусовского рудника 3
Белоусовское месторождение . . . . . —
Шипулинский прииск 8
Зудиловский прииск 9
Гребенюшинский прииск 10
Литература 14

ГЛАВА II. Орографический очерк 18

ГЛАВА III. Описание обнажений 20

ГЛАВА IV. Петрографической очерк 25
A. Регионально-метаморфизованные породы 27
1) Осадочные породы . . . . . —
2) Изверженные породы 32
3) Туфы и туфовые сланцы 42
B. Породы метаморфизованные рудными (гидротермальными) растворами 49

ГЛАВА V. Геологический очерк, тектоника, метаморфизм 56

ГЛАВА VI. Рудные месторождения 63
A. Белоусовское месторождение 64
a) Структурные соотношения . . . . . —
b) Рудное тело 73
c) Тип месторождения 86
d) Генезис 89
B. Гребенюшенское месторождение 94
C. Шипулинское месторождение 95
D. Зудиловское месторождение 96
E. Другие месторождения 98

Стр.

ГЛАВА VII. История Белоусовского рудника. Значение отдельных месторождений, топливо, лес, рабочие руки 99

ПРИЛОЖЕНИЕ. Описание колонок скважин Белоусовского месторождения 103
Описание колонок скважин Гребенюшинского прииска 142
Описание колонки скважины Шипулинского прииска 145

SUMMARY 147

Объяснение таблиц 151

ВВЕДЕНИЕ.

Летом 1917 г., по приглашению Компании „Russian Mining Corporation", я был занят осмотром заброшенных рудников Змеиногорской концессии на Алтае в пределах Змеиногорского уезда и составлением геологических карт крупного масштаба более интересных из них. На Белоусовском руднике, как более крупном в Змеиногорской концессии, мне пришлось заснять в масштабе 1:2.000 довольно значительную площадь (7×3 до $3^1/_2$ км.), захватившую наиболее удаленные прииски: Шипулинский и Зудиловский.

Прежде чем приступить к съемке, я составил на означенной площади тригонометрическую сеть, точки которой послужили опорными пунктами для мензульной съемки. Съемка велась участками, планшетами. В виду того, что на заснятой площади широко развиты наносы, и так как Компанию более интересовали места, непосредственно прилегающие к месторождениям, площадь не сплошь была покрыта планшетами, а некоторые участки, преимущественно прикрытые наносами, остались незаснятыми. Одновременно с мензульной велась и геологическая съемка, при чем на всех контактах (границах) разных пород и на каких-либо иных интересных местах ставились рейки и тут же брались образцы.

Рудные районы юго-западного Алтая издавна привлекали ученых и горных предпринимателей. Начиная с половины XIX столетия Белоусовский рудник посещает ряд лиц (Кулибин, Пранг, Котта, Гривнак, Пилипенко и др.), давших краткие описания рудника. В 1873 г. Гривнак, посетивший ряд рудников на Алтае, дает довольно подробное описание Белоусовского рудника. В 1905 г. П. Пилипенко, посетивший все месторождения западного Алтая, дает характеристику их в своем труде „Минералогия Западного Алтая". Но более широкому познанию месторождений этого района способствовали разведочные работы иностранных компаний, взявших концессии на разведку и разработку рудников. Благодаря их работам, мы узнали о большом значении как с теоретической, так и с практической точки зрения месторождений Риддерского, Белоусовского, Лазурского, Березовского, Зыряновского и др.

Неоднократно в рудные районы Алтая снаряжались экспедиции (Чихачев, Петц и др.) с целью изучения геологии Алтая. Но эти исследования носили боль-

шею частью отрывочный характер, потому мы до сих пор мало и знали о геологическом строении Алтая—о возрасте пород вообще и в частности о породах, включающих Белоусовское, Березовское и др. месторождения.

Лишь сравнительно недавно (в 1918 г.) Геологическим Комитетом начаты систематические исследования юго-западного Алтая, заключающиеся в составлении довольно подробной (3 в. в 1″) геологической карты и в детальном изучении рудных месторождений—их генезиса и благонадежности. Только с этого времени начались в рудных районах юго-западного Алтая систематические стратиграфические работы, приносящие все новые и новые данныя для познания геологического строения Алтая.

В настоящей работе был использован материал Барнаульского архива, извлечения из которого приводятся ниже. К этой работе прилагается чертеж, взятый из статьи Гривнака „Рудные месторождения Западного Алтая“, дополненный планами выработок этажей №№ 5—10.

В конце работы в качестве приложения помещается описание колонок скважин месторождений Белоусовского рудника.

Настоящая работа выполнена под непосредственным руководством и наблюдением геолога Геологического Комитета В. К. Котульского. За его многочисленные указания и советы приношу ему свою искреннюю благодарность. Считаю долгом выразить свою признательность б. управляющему Змеиногорской концессией инж. Г. А. Курселю, предоставившему мне для обработки материал как по съемке поверхности рудника, так и из скважин.

ГЛАВА I.

A. Сведения о месторождениях Белоусовского рудника[1]).

БЕЛОУСОВСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ.

Рудник открыт в 1797 г. бергайером Василием Белоусовым по чудским насыпям. „Рудные породы в оных состоят из кварца, проникнутого медной зеленью, лазурью и малой частью печенковой медной руды, а также с частью железных и свинчатых охр. Северная сторона покрыта мягким, частью затверделым, талькшифером, смешанным с тонким листоватым кварцем. На оном же шифере находится слоями тяжелый шпат, проникнутый свинчатой и железной охрой, который по пробе оказался содержанием серебра $^1/_4$ зол.“.

Рудник сначала разрабатывался с поверхности 3 шахтами: Среднею (15 саж.), Западною (26 саж.) и Восточною (3 саж.).

Средняя шахта углублена в тальковом сланце с прослойками кварца. С 6 до 10 саж. пересечен ряд пропластков медных руд, разделенных слоями кварца и сланца.

Западная шахта углублена в тальковом сланце с прослойками кварца, из которых некоторые содержали медную зелень, лазурь, печенковую руду, серебросодержащие охры и в небольшом количестве самородную медь.

Восточная шахта проведена по тальковому сланцу с прослойками кварца.

Из Западной и Восточной шахт пройдены горизонтальные выработки, разделившие рудник на этажи.

Первый этаж (глубина от поверхности 6 сажен). Рудная масса простиралась в длину до 40 саж., в толщину до 1 саж.

Второй этаж (глуб. $10^1/_4$ саж.) соединяется с поверхностью зухортом. Прожилки в обе стороны постепенно выклиниваются.

Третий этаж (глуб. $15^3/_4$ саж.). Рудная масса простиралась в длину до 130 саж., в толщину до 1 саж. Появились уже колчеданистые руды.

---

[1]) Извлечены из Барнаульского архива горн. инж. И. Ф. Григорьевым (И. Ф. Григорьев. Дополнение к списку рудных месторождений Алтайского округа В. Н. Мамонтова, № 130).

Четвертый этаж (глуб. 22 саж.). Рудная масса длиною до 165 саж., толщиною до 2 саж.

Пятый этаж (глуб. $29^5/_8$ саж.). Длина рудной массы 80 саж., толщина до 5 саж.

Шестой этаж проведен на глуб. $34^5/_8$ саж.

Развитие работ шло постепенно в направлении с востока к западу. Первые три шахты, Восточная, Средняя и Западная, очистили месторождение до колчеданистых руд, где работы были остановлены, и обнаружили продолжение охристых руд к западу. По этой кромке окисленной зоны продолжались работы, и по мере их развития к W Западной постепенно опускались новые шахты: в 1842 г.—Новая, в 1860 г.—Николаевская, в 1866 г.—Георгиевская, в 1880 г.—Петровская.

Работы рудника в общем растянулись в длину на 400 саж. между Восточной и Петровской шахтами, располагаясь вдоль кромки окисленной зоны. Глубина последней от 15 до 30 саж. Разведок на продолжение колчеданов вглубь не производилось.

Работы на Белоусовском руднике велись главным образом по одному прожилку. Параллельные прожилки разведывались иногда короткими штреками из квершлагов; сравнительно более прослежен прожилок на 2-м этаже и в нижних этажах. О прожилках 2-го этажа на плане работ сказано: северный прожилок частью оруденелый, частью разделенный слоями кварца, толщиною до 18 верш.; южный—руды, состоящие из кварца с медной зеленью, синью, частью печенковой медной рудой, толщиною до 14 верш.

Месторождение принадлежит к жилам пластовым и заключается в тальковом сланце, составляющем висячий и лежачий бок месторождения. Простирание рудной массы с СЗ к ЮВ, падение к СВ под $\angle 60°$, толщина в верхних горизонтах $^1/_2$ саж., в средних—7 саж. и в нижних до 1 саж.

Месторождение представляет ряд параллельных линз в тальковатом глинистом сланце. По простиранию отдельные линзы выклиниваются постепенно, сменяясь полосой оруденелого сланца с вкрапленностью колчедана.

„Добыча руд прекращена с весны 1887 г., потому что по причине большого притока воды в руднике и дорогого отлива ее, при низкой продажной цене меди, оказалось невыгодным продолжать добычу медных руд из этого рудника".

В руднике остались подготовленные целики, заключающие 1.465.300 пуд. руды, со средним содержанием $2^{41}/_{96}$ фунт. меди, а во всем количестве $88.142^1/_2$ пуд. меди.

За все время работы рудника получено сортированных руд 5.797.913 пуд. и из них—370.177 пуд. 20 фунт. меди. Содержание меди от $1^1/_8$ до $4^3/_4$ фунт. в пуде.

С 1915 г. начаты разведки Компанией „Russian Mining Corporation".

Западная граница работ (таблица VIII).

1808—1810 г. На горизонте 8-й саж. Западной шахты (2-й этаж) проводился штрек, соединенный впоследствии со штольней. В штреке—прожилок, толщиною от 8 до 12 верш., состоящий из кварца, смешанного с шифером, которые проникнуты медной зеленью и синью, и частью печенковой медной руды, ушел вглубь (в почву) на 5 саж. от шахты, и дальше штрек продолжался по шиферу. Штольня проведена по чудским закладкам.

1819 г. Штрек (3-й этаж) на горизонте 15-й саж. Западной шахты проводился по прожилку, толщиною от 4 до 6 верш., состоящему из красно-буроватых и печенковых руд, заключающихся между кварцевым сланцем (содержание меди по разборке в рудах было до 4 фунт.). Перед самым концом прожилок раздулся до $^3/_4$ саж. и на 47-й саж. от шахты вытеснился пустыми породами. Далее, на протяжении 14 саж. штрек продолжался по глинистому сланцу, смешанному с валунами кварца; в этом промежутке был встречен вновь прожилок медных руд (на 4-й саж. от того места, где выклинился прожилок), через $11^1/_2$ саж. ушедший в почву выработок, а далее шел глинистый сланец с прослойками кварца.

1818 г. Штрек (4-й этаж) на горизонте 23-й саж. Западной шахты работался по красно-багроватым рудам, проникнутым зеленью и частью печенковой медной рудой, которые на 25-й саж. от Западной шахты совершенно вытеснились, и далее по разновидному мелкослоистому шиферу, смешанному с кварцем и железистыми охрами. Прожилок был толщиною от 6 до 24 верш.

В 1843—1844 гг. штрек 4-го этажа был расчищен и работался на запад по прожилку кварцево-охристых руд, с содержанием по сортировке $1^1/_2$ фунт. меди (вероятно, он встретил продолжение 2-й жилы в лежачем боку).

5-й этаж (табл. VIII). Штрек по выклинивающейся части жилы проведен до 1855 г.; описания этой выработки нет. В 1862 г. проведен квершлаг под Николаевскую шахту.

6-й этаж. Глубина по Новой шахте 22 саж. 20 верш.; до выклинивания жилы не дошел.

7-й этаж (табл. VIII). Глубина по Новой шахте $25^{30}/_{48}$ саж.

Штрек работался по жиле, состоящей из железистой печенковой медной руды с попадавшимися иногда кристаллами белой свинцовой руды. В 12 саж. от Петропавловского гезенка жила, занимая перед тем весь забой штрека, начала выклиниваться. Еще на 11-й саж. в ней был встречен прожилок кварца, на 15-й саж. перешедший в висячий бок; в лежачем боку находился оруденелый глинистый сланец. На 21-й саж. кварцевая жила скрылась в правой стене (в висячем боку). На 15-й саж. толщина этой жилы доходила до $^1/_2$ саж. С 21-й до 23-й саж. встречались только отдельные валуны кварца. С 23-й саж. руда и глинистый сланец лежачего бока встречались только валунами в глине желтоватого цвета (1859—1864 г.).

8-й этаж (табл. VIII). Глубина по Новой шахте 30 саж., а по Георгиевской—26 саж. (Георгиевская шахта в 120 саж. северо-западнее Новой шахты). Штрек проводился по прожилку, толщиною 12—24 верш., состоящему из железистой печенковой медной руды, окрашенной медной синью и зеленью. В 19 саж. от Николаевской шахты руды почти совсем вышли из забоя, отклонившись к юго-западу, и штрек, сохраняя прямое направление, продолжался в висячем боку рудной жилы по тальковато-глинистому сланцу, имеющему среднее простирание, согласное с направлением штрека и падение к северо-востоку около 60°.

Бо́льшую часть забоя занимал плотный сланец, но по левую (юго-западную) сторону забоя тянулся измененный мелкослоистый мягкий сланец, заходивший иногда в забой, занимая до половины его ширины; в нем появлялись местами прожилки медной зелени и бурого железняка, но в 19 саж. от Николаевской шахты они прекратились; в почве забоя шел в левому углу бурый железняк с примесью печенковой медной руды, но, поднявшись от почвы до 12 верш., он стал снова опускаться и, пройдя всего $1^1/_2$ саж., совсем скрылся из забоя. Вслед затем мягкий измененный

сланец также стал отклоняться к юго-западу и через 3 саж. совершенно вышел из забоя. Далее работа продолжалась по плотному глинистому сланцу на протяжении 5 саж., сменившемуся показавшимся в левом верхнем углу вапом желтовато-красного цвета, перемешанным с мелкими обломками тальковатого глинистого сланца. На расстоянии $28^1/_2$ саж. от Николаевской шахты вап занял весь забой и затем в 40 саж. от шахты незаметно перешел в красную плотную глину. Боковой квершлаг, проведенный на юг, в 20 саж. от шахты пересек 4 прожилка медно-железистых руд, мощностью от 10 верш. до $^3/_4$ саж., с содержанием от $^1/_2$ до $11^1/_2$ фунт. (сортированные руды вышли с содержанием $4^3/_4$ фунт.).

9-й этаж (табл. VIII). Глубина по Георгиевской шахте 33 саж. Штрек проводился по жиле, заключенной в глинистом сланце, при чем сланец висячего бока, гораздо более твердый и железистый, содержал незначительные выделения металлической меди в листообразном виде. Жила представляет смесь колчеданов—медного и серного, с значительным преобладанием последнего; содержание меди до 2 фунт., вид колчеданов землистый; с продолжением забоя жила постепенно вытеснялась книзу—участок A. Участок B—незначительная жилка колчеданов с малой примесью охристых руд. Жилка по временам представляла один только след. Участок C—прожилок сыпучего колчедана черного цвета, толщиною до 8 верш.; колчедан медный и серный (1877—1878 г.). Подробного описания работ 1879—1884 гг. нет. Участок D—штрек работался по рудной жиле с весьма пологим падением к NE, толщиною до 30 верш., разделяющейся на 3 части. Верхнюю занимал железняк, среднюю—железистая смолистая медная руда с вкрапленностью серного и медного колчеданов и затем нижнюю—сажистый колчедан; сверх того, забой имел в верхней части нанос, толщиною до 8 верш., показавшийся на 9-й саж. от годового знака 1870 г. Участок E—штрек на NW к Георгиевской шахте, работался по жиле сажистого колчедана, проходившей сначала по середине забоя и в верхней его части, а затем перешедшей к почве забоя. В расстоянии $1^{11}/_{48}$ саж. от горизонта Константиновского гезенка сланец лежачего бока оказался проникнутым листочками и пластинками самородной меди. Тальково-глинистый сланец висячего бока проникнут зернами серного колчедана; местами рудная жила обнаруживала отпрыски и раздувы, облекая собою куски белого тальковато-глинистого сланца, проникнутого серным колчеданом.

Работы 10-го этажа развиты значительно менее, и делать предположение о выклинивании жилы не приходится (1885 г.). Характер жилы на 10-м этаже: жила серного и медного колчеданов; колчедан крепок и кварцеват, даже были выделения чисто белого сланца. Сланец около жилы оруденел вкрапленностью колчедана (жила на E от Андреевского гезенка).

В глубину рудник доработался до зоны колчеданистых руд, которые в глубину не разведывались. В восточной части рудника прекращение жилы на 4-м этаже сопровождается также утонением и постепенным исчезновением. Насколько можно судить из планов, в восточной части рудника жилы по мере углубления работ исследовались на более коротком протяжении, благодаря более быстрому переходу в колчеданистые руды; реже, чем на западе, проводились квершлаги для исследования параллельных линз. В восточном забое не осталось руды лишь на 4-м этаже. Для Белоусовского рудника нет ни одного полного плана выработок, и для выяснения результатов работ приходится комбинировать несколько планов разных лет.

Данных об уровне грунтовых вод не имеется.

Анализы воды и руд Белоусовского месторождения.

Во второй книге анализов Барнаульской лаборатории имеется анализ воды, при чем не известно откуда она взята (стр. 106, 1882 г.).

Вода имеет очень неприятный гнилой запах (от болотных газов), который при нагревании постепенно исчезает; на лакмусовую бумажку кислых и щелочных свойств не показывает; содержит очень незначительное количество сероводорода; при взбалтывании в воде видны белые клочья и муть молочного цвета (белая глина), которой при процеживании остается 0,0551%. Процеженная вода по выпаривании дает остаток 0,17963%; он состоит:

Органических частей	2,776%
SiO_2	1,041 „
Al_2O_3 с незнач. частью Fe_2O_3	2,039 „
CaO	10,456 „
$NaCl$	68,187 „
Na_2SO_4	10,036 „
SO_3 в соединении с Ca	3,995 „
	98,530%

Из анализов руд, взятых из определенных мест, можно привести следующие:

Кн. II, стр. 101. Колчедан из штрека в запад на 9-м этаже (1882 г.).

SiO_2	17,400%	Ag	$^1/_8$ зол.
Cu	14,095 „ ($5\frac{61}{96}$ ф.)		
Zn	0,813 „		
Fe	27,156 „		
Fe_2O_3	5,450 „	Медного колч.	40,89 %
Al_2O_3	1,300 „	Серного „	33,42 „
Mn_2O_3	0,502 „	Цинковой обм.	1,29 „
Sb	0,376 „	Серой сурьмян. руды	0,50 „
$CaCO_3$	0,314 „	Кварца и охр	23,601 „
S	32,609 „	Известняка	0,314 „
	100,015%		100,015%

Кн. II, стр. 216. Контр. пробы 1885 г.

	Георгиевский колчедан.	Георг. охры	Петровский колч.
Вес руды	1.476 п.	600 п.	378 п.
Cu	6,14%	4,68%	2,30%
SiO_2	29,15 „	38,70 „	37,40 „
Zn	12,60 „		

1845, стр. 105, № 66.—Анализы охристых и колчеданистых руд.

I. Охристые.

(Кварц, тальковый сланец и тяжелый шпат, окрашены железною охрою и содержат медные синь и зелень.)

CuO	4,36%	Al_2O_3	4,66%
Fe_2O_3	14,45 „	SiO_2	37,93 „
ZnO	0,49 „	BaO	13,25 „
PbO	8,84 „	SO_3	6,36 „
CaO	1,50 „	H_2O и CO_2	4,60 „
			96,44%

II. Колчеданистые.

(Халькопирит и пирит — кристаллические или разрушенные, первый переходит в малахит, а последний в водную окись железа. В руде находится SiO_2 и тальковый сланец; все эти минералы иногда тесно соединены между собою.)

Cu	19,702%	SO_3	2,776%	Al_2O_3	1,847%
Fe	13,146 „	SiO_2	8,626 „	H_2O	2,057 „
Zn	3,449 „	CuO	6,652 „	CO_2	4,190 „
Sb и As	0,120 „	Fe_2O_3	3,178 „		98, 582%
S	22,972 „	CaO	3,178 „		
BaO	5,302 „	MgO	1,387 „		

I. 270. Колчедан Белоусовского рудн. (от Сузунской конторы) 1871 г.

SiO_2	8,472%	Mn	2,160%	Mg	19,036%
Al_2O_3	10,438 „	Cu	6,389 „	S	28,111 „
Fe	21,613 „	Zn	3,219 „		99,438%

II. 645. Руда Белоусовского рудн. № 13, 1902 г.

SiO_2	33,50%	Fe	14,16%	$BaSO_4$	6,30%
Cu	4,42 „	Al_2O_3	5,74 „	S	18,38 „
Pb	2,09 „	Zn	15,35 „		99,94%

ШИПУЛИНСКИЙ ПРИИСК [1]).

Единственное указание на него имеется в деле № 157 Змеиногорского архива. Еженедельные ведомости об успехе работ Нового прииска, находящегося от р. Глубочанки в 1 в., а от Белоусовского рудника в $1^1/_2$ в., за срок с 1 января 1845 г. по 1 июля 1845 г.

Прииск разрабатывался урядником Шипулиным (кварцевая жила в известняково-глинистом сланце; руда охристая). За этот срок шахта углублена по прожилку

[1]) И. Ф. Григорьев. Доп. к списку рудных месторождений Алтайского округа В. Н. Мамонтова, № 870.

кварцево-охристых руд с 7 саж. 16 верш. (1 января 1845 г.) до 7 саж. 40 верш. Содержание в 1 п. руды было $^3/_4$ зол. *Ag* и $4^1/_2$ фунт. *Cu*. Из шахты по оруденелому сланцу проведен орт на север, длиной в 18 верш., и орт на северо-запад, длиною 24 верш., с содержанием в 1 п. руды $^1/_2$ зол. *Ag* и 3 фунт. *Cu*.

В 10 саж. от шахты проведен шурф, глубиною $^1/_2$ саж., по прожилку руды, с содержанием в 1 п. $^1/_2$ зол. *Ag* и 2 фунт. *Cu*.

В 24 саж. от шахты — второй шурф, углублен на $^1/_4$ саж. по глинистому сланцу.

ЗУДИЛОВСКИЙ ПРИИСК [1]).

6 апреля 1869 г. обыватель Белоусовского селения Козьма Зудилов доставил приставу рудника штуфы оруденелого кварца, содержание которых оказалось в 1 зол. серебра в пуде руды. Место, где Зудилов нашел эти куски, находится в 4—5 в. почти к северу от Белоусовского рудника, на склоне горы с выходами разрушенного глинистого сланца, оруденелого кварца и зеленого камня (авгитовый порфир). Разведка была начата несколькими шурфами и разрезами вкрест простирания пласта, состоящего из валунов оруденелого кварца со свинцовым блеском и железными охрами, окрашенного медной синью и зеленью. Простирание пласта с северо-запада на юго-восток, падение 23°. По опробовании некоторых кусков оказалось (в 1 пуде):

1)	из верхнего шурфа	*Ag*	4 зол.	*Pb*	$3^1/_4$ фунт.
2)	„ „ „	„	7 „	„	6 „
3)	„ 1-го разреза	„	$^1/_2$ „		—
4)	„ 2 „ „	„	$1^1/_2$ „	„	$1^3/_4$ „
5)	„ 3 „ „	„	$^1/_2$ „		—
6)	„ нижнего разреза	„	2 „	„	$3^1/_2$ „

Для дальнейшей разведки в 20 саж. к северо-востоку от верхнего шурфа задана была Владимирская шахта, с целью определения кварца на глубине. По расчету предполагалось, что падение месторождения будет тоже 23°, и шахта должна его встретить на 8 саж. от поверхности. По вскрытии слоя чернозема в $^1/_2$ саж., в котором попадались небольшие оруденелые валуны кварца, забоем врезались в глинистый сланец серовато-синего цвета и местами красного. Слои сланца сильно искривлены, в нем заключались прожилки и валуны железняка и оруденелого кварца. На глубине $1^1/_2$ саженей встречен почти горизонтальный тонкий прожилок как бы спрессованной обожженной глины; за прожилком цвет сланца изменился в темнобурый, в нем так же, как и в верхнем, встречались прожилки кварца и железняка, пересекаясь по различным направлениям. При дальнейшей углубке шахты некоторые из этих прожилков приняли более значительные размеры, и можно было заметить, что общее их направление с юга на север, т.-е. почти вкрест простирания пласта оруденелого кварца, обнаруженного разрезами. Некоторые куски из этих прожилков представляют плотную кварцевую массу, пропитанную

[1]) И. Ф. Григорьев. Доп. к списку рудных месторождений Алтайского округа В. Н. Мамонтова, № 869.

бурыми железными охрами и с вкрапленными в нее кристаллами серного колчедана. На 5 саж. от поверхности из юго-восточной стены показался известняк крупнокристаллического сложения, окрашенный охрами. Ниже, через 22 верш., и из северной длинной стены показался тонкий прожилок известняка, а еще ниже 9 вершками показался другой, тоже тонкий, прожилок известняка; последний, пересекая северо-восточный угол забоя, уходит в короткую стену. В юго-западной же половине забоя преобладают кварцевые прожилки. Общее направление как тех, так и других прожилков, а также и слоеватости сланца, с юга на север с самым небольшим отклонением на запад; падение их очень крутое к западу. Всего в 1869 г. шахта углублена на 5 саж. 32 верш. [1]).

1870 г. Шахта продолжала углубляться по глинистому сланцу темносерого цвета, плотного сложения, с прожилками и гнездами кварца и известкового шпата. Общее направление этих прожилков, а также и слоеватости сланца, почти с юга на север с весьма крутым падением к западу. Пройдено еще 1 саж. 37 верш.

Подле верхнего шурфа была задана шахта под № 2. Она углублялась сначала по чернозему, от 12 до 16 верш. толщиною, а потом по разрушенному сланцу, в котором проходит пласт рудного кварца, состоящий из валунов оруденелого кварца со свинцовым блеском, свинцовыми и железными охрами. Простирание пласта с северо-запада на юго-восток с падением к северо-востоку до 20°. Далее за пластом встречена масса кварца с железными охрами, разбитого трещинами по различным направлениям, выполненными отчасти разрушенным тальковым сланцем, почему она и углубилась до $2^{14}/_{48}$ саж., а потом дальнейшая углубка шахты была остановлена за неимением рабочих людей.

Содержание в пуде от $^1/_2$ до 7 зол. *Ag* и от $1^3/_4$ до 6 фунт. *Pb* [2]).

1871 г. Владимирская шахта углублена еще на 1 саж. 24 верш. Описание пройденной породы то же, что и в 1870 г. [3]).

В 1871 г. прииск работался сверх положения Горного Совета.

Назначения работ на 1872 г. не было, и дальнейших работ на прииске не производилось.

ГРЕБЕНЮШИНСКИЙ ПРИИСК [4]).

Прииск разрабатывался с 1857 по 1862 г. Он открыт в 1856 г. в вершине ключа, впадающего в р. Глубочанку, на юго-западном склоне г. Гребенюхи, в $2^1/_2$ в. на NNW от Белоусовского рудника. Этот прииск разведывался шурфами и разрезами вкрест простирания пластов глинистого и хлорито-тальковатого сланцев, в которых иногда попадались охры тонкими прожилками, содержащими лишь знаки меди. В разрезе № 4 встречена рудная жила, окрашенная медною зеленью и синью, толщиною до 1 арш., содержащая в пуде руды до $10^1/_2$ фунт. меди и до 3 зол. серебра; лежачим боком она имела тальковатый глинистый и висячим—глинистый сланец. Эта жила была прослежена на глубину 3 саж. При углубке медная синь заменилась медною

---

[1]) Выписка из дела Змеиногорского архива по описи № 14, архивный № 104/1510, стр. 127.

[2]) Выписка оттуда же, стр. 216.

[3]) Выписка оттуда же, стр. 337.

[4]) И. Ф. Григорьев. Дополнение к списку рудных месторождений Алтайского округа В. Н. Мамонтова, № 868.

зеленью, желтыми и красными охрами, и содержание руд становилось все беднее и беднее. В юго-западном конце того же разреза, в расстоянии $1^1/_2$ саж. от упомянутой жилы, найден был рудный прожилок, в $^1/_4$ саж. толщиною, который и окрасил возле лежащий глинистый сланец фиолетовым цветом. Этот прожилок содержал до 2 фунт. меди в пуде руды. Выходы кварца на склоне горы подавали надежду найти кварцевую жилу, но, к сожалению, всеми разрезами обнаружено, что выходы кварца представляют собою валуны.

Всеми разрезами пройдено 276 погонных саж., при чем ширина разрезов равняется $^1/_2$ саж., а глубина от $^1/_2$ до 2 саж., смотря по толщине наноса (эти работы, очевидно, относятся к собственно Гребенюшинскому прииску, расположенному у основания г. Гребенюхи на юго-западном склоне).

Следующие работы, по всей вероятности, относятся к разведкам у гребня г. Гребенюхи:

1857—1858 гг. Углублялась Романовская шахта по глинистому сланцу светложелтого цвета ($9^1/_2$ саж.) для разведки кварцевой толщи.

С 7-й сажени глубины Романовской шахты работался квершлаг по глинистому сланцу светложелтого цвета на SW до встречи кварцевой массы (27 саж.). Работами было определено падение кварца на S (?).

1859—1861 гг. На юго-западном склоне горы, в 10 саж. от кварцевой толщи углублялась шахта сначала по чернозему на 1 саж., в котором встречалось очень много отдельных кусков кварца. Потом шахта пересекла глину желтого цвета, слабо прилипающую к губам, очень легко растираемую в руке. На $1^1/_2$ саж. глина сменилась глинистым сланцем, сходным по цвету с глиною, только в нем обозначаются очень ясно его слои. Падение глинистых сланцев к кварцевой толще, т.-е. к NE. На 4-й саж. в южной стене показался прожилок кварца и на 6-й саж. скрылся в северную стену. Далее шахта углублялась по тому же сланцу (14 саж.).

С 14-й саж. работался квершлаг на кварцевую массу по сланцу такого же цвета, как ранее, но только в 7 саж. от шахты твердость его начала изменяться, при чем этот сланец светлосерого цвета, при ударе молотком звенит.

Со 2-й саж. от годового знака в верхней части забоя стал появляться кварц, а глинистый сланец опускался к нему, а на 3-й саж. от годового знака остался при почве; в забое же один кварц, мутный, с раковистым изломом и с частыми пустотами, наполненными железной охрой и железной слюдкой; кварц сильно трещиноват.

Архивные данныя.

1848 г. Змеин. арх. Дело № 47/701, по описи № 11, ст. 194—215.

Рапорт полк. Гернгросса.

„Я считаю полезным удостовериться, не представляют ли кварцевые выходы Белоусовской горы головы рудных жил. Это предположение совершенно оправдалось в том отношении, что на 11 четвертях кварц и окружающий его сланец стал заключать рудные охры, которые на глубину, без всякого сомнения, сделаются богаче. Но так как Белоусовская гора заключает много таких кварцевых жил, которые, может

быть, и не все выходят на поверхность, то я и решился испросить Вашего разрешения на провод штрека вкрест простирания сланцев, от юго-запада на северовосток, который должен встретить вышеприведенную кварцевую жилу на глубине 22 саж., через 50 саж. длины. Я полагаю, что было бы еще более полезно задать подобную же работу и в висячий бок, где мы имели уже пример отделившегося от месторождения прожилка с содержанием серебра. Такие разделения по содержанию различных металлов в поперечном сечении жилы встречаются нередко, и их не должно упускать из виду. Легко может случиться, что Белоусовское месторождение, содержащее медь по одному направлению в лежачий бок, в висячей стороне будет содержать вместе с медью и серебро. Из вышеупомянутой жилы было насортировано около 3.000 пуд. руды с содержанием до $3^1/_2$ зол. серебра и 2 фунт. меди в пуде".

1849 г. Барн. арх. Опись № 13, № 949/12. Ст. 323–332.

„О действиях рудоискательной партии летом 1849 г.". Рапорт полк. Гернгросса.

„В Белоусовском руднике, совершенно неразведанном, я счел необходимым заложить разведки для точнейшего определения лежачего и висячего боков. В висячем боку месторождения при осмотре поверхности горы я заметил ряд параллельных кварцевых жил, из коих первая отстоит от старого месторождения в 60 саж., другая в 100 саж. и т. д. Небольшой разрез, заложенный уже осенью возле первой кв. жилы, открыл на глубине одной сажени медные руды, содержанием в 1 и $1^1/_2$ фунт. меди в пуде. Это открытие побудило меня заложить от Васильевского гезенка разведочный штрек, которым пройдено $9^{20}/_{48}$ саж. и встречен уже первый прожилок охристого кварца, без содержания меди. Забой стоит еще в этом кварце, но через 60 саж., при встрече с вышеупомянутою кв. жилой, есть надежда встретить и медные руды. Еще в прошлогоднем отчете я имел честь обратить внимание Вашего Высокоблагородия на то странное обстоятельство, что в западном конце месторождения, в лежачем боку его, при выемке на очистку, встречен прожилок, который дал по сортировке руды с значительным содержанием серебра и меди. Это проявление серебристых руд в лежачем боку месторождения заслуживает большого внимания при закладке разведок в ту сторону, а потому я осмелился внести в предположительную ведомость будущего года проект разведки, направленной на отыскание серебристо-медных руд, долженствующих, по моему соображению, образовать в лежачем боку параллельные с Белоусовским месторождением жилы".

1863 г. Барн. арх. № 32/117. Ст. 95—107.

„Месторождение есть жила, состоящая в верхней части из охристых руд, а в нижней из колчеданистых; первые из них употребляются в плавку, а вторые, состоя из серного колчедана и заключая в массе своей весьма незначительное количество меди, вовсе не добываются. Разведки, произведенные на этом руднике, показали, что охристые руды, постепенно склоняясь к западу, беспрерывно продолжаются, хотя жила, их содержащая, изменяется в толщине от одной до $^1/_2$ саж.; руды в ней состоят из кирпичной медной руды, железистых охр, проникнутых медною синью и зеленью, по кускам выходят содержанием в пуде до 7 фунт."

1876 г. Барн. арх. № 55/140. Ст. 51, 73.

„На 10 этаже рудная жила сохраняет тот же характер, какой имела на предшествующих горизонтах. Для преследования жилы на 9 этаже продолжался штрек в северо-запад по жиле колчеданистых руд, содержание меди в пуде которых от 3 до $3^1/_2$ фунт. Преследуемая жила отличается крайним непостоянством: то она раздувается до саженной и больше толщины, то суживается до прожилка. Дальнейшая разведка в запад, надо надеяться, приведет к очень хорошим результатам, ибо 9 саж. идет под наносами лога, отделяющего гору, заключающую в себе месторождение, от отрогов г. Гребенюхи, отрогов, в коих на линии простирания Белоусовского месторождения имеются выходы оруденелых кварцев, сходных с выходами Белоусовского месторождения. Для более деятельной разведки исследуемой жилы проведен в 18 саж. от Георгиевской шахты квершлаг в юго-запад. Квершлагом пересечено 3 рудных прожилка разной толщины, затем забой врезался в лежачий бок месторождения".

1881 г., Барн. арх. № 60/145. Ст. 44.

Продолжался на 9 этаже штрек по жиле серно-медного колчедана, толщина более $^1/_2$ саж.

Среднее содержание — 3 фунт. меди.

1914—1916 г. Д. 2-го Д. $\frac{189}{1914}$ и $\frac{190}{1916}$.

„О представлении Русской Горнопромышленной Корпорацией годовых отчетов о произведенных работах согласно п. 5 контракта по исследованию Змеиногорских месторождений.

Белоусовский рудник.

„1. Все работы Кабинета до 1888 г. по добыче медных руд велись в зоне вторичного обогащения месторождения, т.-е. выше уровня грунтовых вод. В этой зоне, как это весьма естественно, и боковые породы жилы колчеданов в значительной степени рудоносны. Этим и объясняется возможность разработки в прежние годы жилы в тех частях месторождения, где собственно колчеданы представляют только узкий прожилок, мощностью в несколько дюймов. В настоящее время большая часть обогащенной зоны выработана. Остались незначительные запасы руды со средним содержанием: 5,67% *Cu*, 9,08% *Zn* и 1,19% *Pb*.

Содержание драгоценных металлов в белоусовских рудах ничтожно (0,5 гр. *Au* и 65 гр. *Ag* на тонну).

2. Разведочные работы на 8 и 9 горизонтах показали, что жила выклинивается на нижних горизонтах на юго-восток от Новой шахты. Штреки на вышеупомянутых горизонтах проследили жилу до полного ее исчезновения.

3. В виду этого следует ожидать некоторый запас руды в глубине только в той части месторождения, которая лежит на северо-запад от Новой шахты.

4. Что касается характера руд в зоне первичных колчеданов, представляющих собою предмет будущей добычи, то надо сказать, что он окончательно еще не выяснен. Для этой цели предполагается провести в текущем году несколько буровых скважин посредством алмазного бурения. Судя по тем пробам, которые у нас уже имеются, эта руда, вероятно, содержит от 1,5 до 2,5% *Cu*, около 20% *Zn*, около 2% *Pb*, следы драгоценных металлов и довольно много FeS_2. Обработка такой руды с металлургической точки зрения очень сложна и дорого стоюща.

5. В виду вышесказанного, а равно и того, что мощность Белоусовской жилы весьма незначительная, лучшее, что может дать Белоусовское месторождение, — это скромное дело и то только при значительных затратах на оборудование рудника, а равно и пошлинах, соответствующих положению дела".

B. Литература.

1835. Краткое описание рудников Колывано-Воскресенского Округа в Алтайских горах. Горный Журнал, II, стр. 558.

1836. А. Кулибин. Описание Колывано-Воскресенских заводов по 1833 г. Горный Журнал, III, стр. 169.

„Тальковый сланец, переходящий в филлад, составляя окрестности Белоусовского рудника, заключает в себе и само месторождение оного, состоящее из толщи медных руд, при одинаковом простирании и падении с породою, ее окружающею".

Далее приводится описание охристых руд с указанием мощности, длины и ширины жилы.

„С начала разработки рудника по 1833 г. получено сортированных руд до 578.000 пуд. и в них до 52.682 пуд. меди. В руднике осталось обработанной рудной массы 2.491$^5/_8$ куб. саж., что дает до 1.016.700 пуд. сортированной руды и в них до 85.687$^1/_2$ пуд. меди".

1839. Штабс-капитан Узатис. Геогностический очерк Змеиногорского края. Горный Журнал, III, стр. 309.

1843. Отчет о действии в 1842 г. поисковых партий в округе Колывано-Воскресенских заводов. Горный Журнал, II, стр. 229.

1845. Отчет о действии поисковых партий в Алтайском горном округе в 1844 г. Горный Журнал, III, стр. 287.

1845. P. Tchihatcheff. Voyage scientifique dans l'Altaï oriental, p. 369 и 379. Paris.

Автор приводит данныя о залегании месторождения, его оруденении и боковых породах и относит Белоусовский рудник, как и все рудники южного Алтая, к девону, а толщу, находящуюся к северо-востоку от глинистого сланца рудника,—к карбону.

1846. Г. Щуровский. Геологическое путешествие по Алтаю, стр. 283. Москва.

1861. Пранг 2-й и Ярославцев. Краткое описание горной промышленности в Алтайском горном округе. Горный Журнал, II, стр. 316.

„Месторождение есть жила, простирающаяся от ЮВ на СЗ 3$^1/_2$ часа, падающая под углом 60° к СВ: висячим и лежачим боками служит глинистый сланец, иногда переходящий в кремнистый, особенно в лежачем боку".

Далее указывается на склонение жилы к ЮВ и СЗ и приводится описание рудной (охристой) массы. „Колчеданистые руды весьма убоги, содержание их не превышает $^1/_8$ и $^1/_2$ фунт. меди в пуде руды, но послед-

ние разведки подают надежду, что на глубине окажутся новые запасы богатых руд". Годовая добыча руд простирается до 250.000 пуд.

1864. Пранг и Савитский. Отчет Барнаульской Главной Лаборатории за 1862—1863 г. Горный Журнал, II, стр. 93.

Приводятся два анализа охристых руд Белоусовского рудника.

1871. Cotta. Der Altai, S. 240. Leipzig.

Дается описание рудника, которое целиком приводится позже Гривнаком и частью П. Пилипенко. Ссылка на Tchihatcheff'a, относящего глинистые сланцы, находящиеся к северо-востоку от Белоусовского рудника, к карбону.

1873. К. Гривнак. Рудные месторождения Алтая. Горный Журнал, II, стр. 218.

Приводится описание окрестностей Белоусовского рудника и рудных месторождений.

Окрестности Белоусовского рудника сложены глинистым сланцем, местами (у месторождения Белоусовского рудника) окварцованным, в виде жилкообразных масс, бобовидных включений, пропластков и, наконец, значительных жил. К последним он относит гребень г. Гребенюхи. Северовосточнее рудника „можно видеть на глинистом сланце как бы напластование известняка, сильно метаморфизованного, мраморовидного с ленточным сложением". Вопреки Чихачеву, относящему эти известняки к горноизвестковой формации, Гривнак относит их к обнажившимся выполнениям глинистого сланца. Основанием к этому служат: отсутствие окаменелостей, положение известняка относительно глинистого сланца, который вообще содержит известь и известняковые включения.

Глинистый сланец редко прорезан кварцевым порфиром и чаще жилами сильно сланцеватой зеленокаменной породы.

В этом глинистом сланце согласно его наслоению и залегает рудное месторождение Белоусовского рудника.

Далее приводится описание глинистого сланца на выходе месторождения и указывается на срезывание здесь рудного месторождения, которое продолжается далее к SE, чему доказательством служит Шипулинский приск. Потом приводится описание изменения глинистого сланца в боках месторождения.

Автор относит месторождение к пластовой жиле и приводит несколько фактов, указывающих, что иногда жила отклоняется от согласного со сланцем залегания, при чем такие отклонения, по мнению автора, так незначительны, что не нарушают согласного с боковыми породами залегания.

К числу доказательств жильного характера месторождения автор относит и распределение различных руд по поясам, которых он насчитывает девять.

Кроме того, приводится описание Зудиловского приска, которое мы находим в архивных данных.

1877. П. Еремеев. О кристаллах меди из Белоусовского, Локтевского и Зыряновского рудников на Алтае. Записки Минералогического Общества, XII, стр. 281.

1882. Г. Майер. Отчет по обзору рудников Змеиногорского края Алтайского округа, стр. 23.

1882. Брусницин. Отчет по обзору рудных и каменноугольных месторождений Салаирского края Алтайского округа, стр. 35.

1882. Маляревский. Горнозаводская промышленность, стр. 8 и 14.

1884. Н. Иосса. Выплавка серебра, свинца и меди на Алтайских заводах. Горный Журнал, I, стр. 24.

1904. Тульчинский. Будущее медного дела на Алтае. Горные и Золотопромышленные Известия, №№ 3—6. Томск.

Белоусовский рудник был затоплен в первых числах марта 1887 г. за невозможностью правильно поддерживать водоотлив.

Запас руды в оставшихся целиках:

между 8 и 9 этажами	134	куб. саж.
„ 9 и 10 „	560	„ „
Всего руды . . .	694	куб. саж.

что составляет около 1,5 милл. пуд. руды и в ней, при среднем содержании не менее 6%,—84.000 пуд. металлической меди.

В 1900 г. была составлена Комиссия для рассмотрения вопроса о возобновлении Белоусовского рудника. Она вынесла такую резолюцию:

„Принимая во внимание, что большинство серебряных и медных рудников Алтая, с поверхности мощных, с глубиною утоняются, и, судя по описаниям и планам, Белоусовская пластообразная жила как по простиранию, так и по падению понемногу приобретает признаки распадения, Комиссия пришла к тому заключению, что Белоусовское месторождение нельзя отнести к благонадежным в смысле большого запаса руды.

Месторождение это скорее находится в периоде выклинивания: так, на поверхности оно достигало 6 саж. мощности, а на 10 этаже лишь 0,4 саж.

Если даже не предрешать вопроса о выгодности возобновления этого рудника, а сделать расчеты получения меди в предположении, что рудник действует, то оказывалось, что ни один из трех подходящих способов обработки руды, предложенных Комиссией, не давал удовлетворительных результатов с экономической точки зрения".

В 1902 г. снова была образована Комиссия для рассмотрения того же вопроса.

„По заключению Комиссии 1900 г., Белоусовское месторождение находится в периоде выклинивания, но, допуская, что нижние горизонты залегания руд сохранят имеющуюся мощность верхних (0,4 саж.), Комиссия 1902 г. считает возможный (вероятный) запас руды не в 1,5 милл. пуд., а в 4 милл.".

„Комиссия 1902 г. также пришла к заключению, что нет основания к возобновлению Белоусовского рудника, так как оказывалось, что себестоимость меди, рассчитанная на основании четвертого способа обработки руды, выше рыночной".

1905. В. Реутовский. Полезные ископаемыя Сибири, стр. 129. СПБ.

1907. В. Мамонтов. Анализы полезных ископаемых Алтайского округа, произведенные в Барнаульской лаборатории с 1884 по 1905 г. Материалы для изучения полезных ископаемых Алтая, стр. 21. Барнаул.

1908. В. Мамонтов. Список рудных месторождений Алтайского округа (золото, серебро, медь, свинец, цинк). Материалы для изучения полезных ископаемых Алтая, стр. 134. Барнаул.

1911. А. Купффер. Минералогическая коллекция Горного Института императрицы Екатерины II, стр. 12, 208, 526.

1911. Д. Богданов. Материалы для геологии Алтая, стр. 225. Москва.

1911. L. de Launay. La géologie et les richesses minérales de l'Asie, стр. 516. Paris.

1913. К. Богданович. Рудные месторождения, т. II, стр. 243.

1915. П. Пилипенко. Минералогия Западного Алтая. Известия Томского Университета, кн. LXII, стр. 246 и последние главы его труда.

1917. В. Котульский. Краткий очерк современного состояния рудников Алтая. Рудный Вестник, т. II, № 1, стр. 6.

1918. В. Котульский. Месторождения полиметаллических руд Алтая. Ест. пр. силы России, т. IV, вып. 8, стр. 71.

АЛТАЙСКАЯ КРАЕВАЯ гор. Барнаул БИБЛИОТЕКА

ГЛАВА II.

Орографический очерк.

Белоусовский рудник находится в 17 в. к NNW от г. Устькаменогорска Семипалатинской области и располагается по правую сторону небольшой речонки Глубочанки, впадающей справа в р. Иртыш.

Общий характер местности Белоусовского рудника увалистый с широким развитием наносов, покрытых пашнями. Местность совершенно лишена древесной растительности, лишь кое-где сохранились участки невысоких (1 — $1^1/_2$ арш.) кустарников, которые местами настолько густы, что с трудом удается их проходить.

Увалистый характер местности нарушается невысокими горами (сопками): Гребенюха, Брагина и др. Гребенюха поднимается над селом Белоусовским на 250 м., Брагина — на 270 — 280 м. Склоны их большею частью покрыты элювием, местами заросшим густой травой, при чем северо-восточные склоны совсем не имеют обнажений коренных пород, которые скрываются под наносами.

Рельефно вырисовывается в этой местности гребень г. Гребенюхи, вытянутый в NW направлении и имеющий длину около 250 — 300 саж., при чем высота его над вершиной горы достигает 5 саж., а ширина 5 — 10 саж.

Как сопки, так и увалы вытянуты в NW направлении, отвечающем простиранию пород.

Рч. Глубочанка довольно глубоко разрезает местность. До с. Белоусовского она течет в NE — SW направлении, т.-е. почти перпендикулярно к простиранию пород, у села же, огибая Рудничную сопку, поворачивает к W и течет, примерно, в широтном направлении.

Левый берег рч. Глубочанки, а также и весь широкий увал по эту сторону реки абсолютно не имеют обнажений. Исключением является площадка Шипулинского прииска, на которой замечаются незначительные обнажения, появившиеся, вероятно, вследствие производства разведочных работ. Левый берег рч. Глубочанки сложен серовато-желтой глиной, достигающей 3 саж. мощности.

Только правый берег Глубочанки и SW склон г. Гребенюхи представляют обнажения, по которым можно составить разрез комплекса пород, слагающих окрестности Белоусовска.

Нужно заметить, что эти обнажения, в особенности по правой стороне Глубочанки, представлены полузаросшими гребешками, вследствие чего во многих местах,

дабы не пропустить каких-либо пород и чтобы иметь менее выветрелый образчик, приходилось пробивать небольшие ямки и шурфики.

С правой, юго-западной, стороны Рудничной сопки течет маленькая речонка Гребенюшка, берущая начало выше г. Гребенюхи и впадающая справа в рч. Глубочанку.

По обе стороны рч. Гребенюшки широко простираются прикрытые наносами склоны увалов и только изредка выходят коренные породы.

Белоусовск. месторождение открыто в небольшой сопке, так называемой „Рудничной“, которая имеет хотя и плохие, но довольно частые обнажения пород. Только здесь имеются выходы как самого месторождения, так и боковых пород. К NW от Рудничной сопки по простиранию месторождения широко развиты наносы. Местность здесь ровная, плоская, слабо покатая к SW, что достаточно хорошо выражено на топографической карте рудничной местности.

Работы алмазного бурения показали, что этот склон покрыт мощными наносами, состоящими из серовато-желтых глин, достигающих мощности 200—300 фут. Ряд скважин устанавливает под упомянутыми наносами две довольно широких и глубоких долины (см. разрез в плоскости рудной залежи, табл. VII). Ширина их $^1/_2$ и $^1/_4$ в., а глубина 25—30 саж.

Эти древние долины указывают на прежнюю денудацию, следы которой были скрыты мощными отложениями глин. И только после нового понижения базиса эрозии денудация снова начала интенсивно работать, в результате чего был образован наблюдаемый теперь однообразный плоско-увалистый рельеф местности.

ГЛАВА III.

Описание обнажений.

Рч. Глубочанка (по правому берегу от Рудничной сопки вверх по течению).

По рч. Глубочанке (табл. V) единственным местом, где коренные породы обнажаются на значительной площади, является Рудничная сопка, сложенная, главным образом, рассланцованными альбитофирами—порфироидами (2, 7, 9, 10, 11, 17, 18, 19, 20, 22a, 26, 27b, 28a, 31, 32b, 33a, 35a, 35d, 35e, 36a, 36b, 39, 167, 168), перемежающимися с филлитовыми углисто-глинистыми (8), глинистыми (1, 7n, 12, 14, 15, 16, 22b, 23a, 24, 27a, 30, 37, 38b, 166), песчано-глинистыми (28b, 35a) и кремнистыми (33b, 35b, 162) сланцами.

Мощность пластов сланцев меняется от нескольких вершков до нескольких сажен и десятков сажен. Изредка здесь проходят пласты, мощностью от 1 д. до 1 саж., туфов и туфовых сланцев (22c, 29, 32a, 38a) и пласты, до 2 м. мощностью, мраморизованных известняков (163).

Названные породы собраны в антиклинальную складку, сопровождающуюся повторной складчатостью разных степеней, доходящей до плойчатости.

Простирание пород NW 300—320°, отвечающее простиранию антиклинальных осей. Последние погружаются к NW под углом 20° к горизонту. Падение пород большею частью колеблется около 20°, но иногда достигает 50 и 60° к NE и SW.

О степени складчатости и о мощности некоторых прослойков кремнистых сланцев можно судить по фиг. 9, табл. III.

Нередко в породах наблюдается отдельность, простирающаяся в направлении NE 45—48° и падающая к SE под углом 75—85°. Породы местами часто пересечены жилами кварца, имеющими самую разнообразную форму и величину. Мощность жил меняется от 0,5—1 см. до 7—10 см., а иногда достигает 1 арш. Они расположены то по сланцеватости, то косо, а местами перпендикулярно к ней. Местами жилы кварца смяты.

Иногда (обн. № 35d) на плоскостях отдельности (простирание NE 60°, падение к SE $\angle$ 80°) рассланцованных фельзитовых альбитофиров ясно выступают крупные включения тех же альбитофиров (35d), но имеющих иную (белую) окраску, или же включения плотного с раковистым изломом фельзита ($35d_1$), также окрашенного в белый цвет. На плоскостях отдельности включения имеют чаще всего линзовидное, от 1 × 1 мм. до 50 × 70 мм., и реже круглое сечение. По простиранию пород включения

представлены параллельными полосами, идущими на довольно значительном протяжении. Их можно проследить на расстояние 1—2 м. при мощности до 1—2 см. Дальнейшему прослеживанию обыкновенно мешает элювий.

На вершине и на северо-западном и юго-восточном склонах Рудничной сопки выходит Белоусовское месторождение, представленное бурожелезняковыми массами, барито-кварцевыми (25b) и другими оруденелыми породами, а также и сильно измененными сланцами. Последние принадлежат: кремнистым (21a, 21k), хлоритово-кварцевым (7f, 21b, 21e, 22d), серицитово-хлоритово-кварцевым (21c), хлоритовым (6, 7a, 7d, 21d) и серицитово-кварцевым (4) сланцам.

Залегание и оруденение некоторых из названных пород показано на рис. 1.

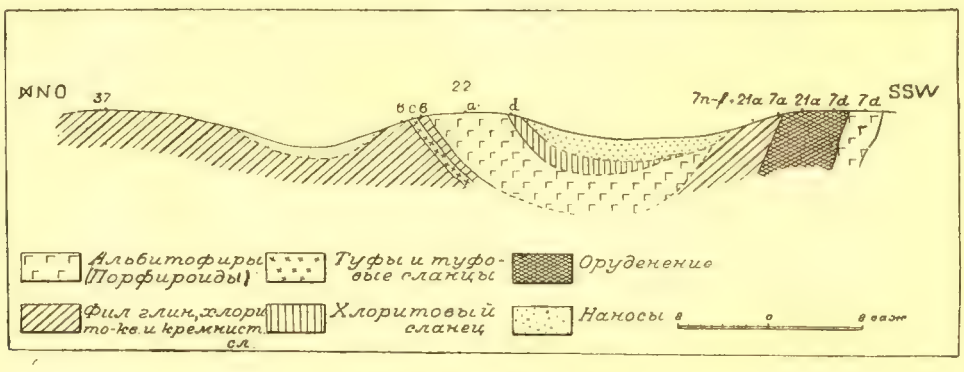


Рис. 1.

Измененные породы на выходе месторождения сильно окварцованы, что выражается пересечением их частыми, большею частью маломощными, жилками кварца и содержанием бобовидных включений последнего, иногда достигающих значительных размеров (фиг. 8, табл. III).

К NE от Рудничной сопки коренные породы выходят в виде отдельных гребешков и представлены частой перемежаемостью хлоритово-известковых сланцев (3), порфироидов (40a, 41a), туфов и туфовых сланцев, бедных кварцем (40b), и филлитовых глинистых сланцев (41b, 44, 49). Эта перемежаемость сменяется столь же частой перемежаемостью порфироидов (51—53, 55, 60—63, 65, 68, 70a, 70b, 70d, 72—74, 75b, 76), туфов и туфовых сланцев, бедных кварцем (46, 54, 56, 57b, 58, 59, 64, 66, 69b, 77, 78), и мраморизованных известняков (57a, 67, 69a, 70c, 70f, 70e, 70t). Изредка здесь проходят пласты кремнистых (50) и филлитовых глинистых (75a) сланцев.

Мраморизованные известняки пересечены короткими жилами фельзитовых альбитофиров (обн. №№ 70, 72), которые произвели контактовые изменения в известняках и сами изменились под влиянием последних.

Далее к NE идет полоса, вытянутая в NW направлении, серицитово-кварцевых сланцев (81, 82, 83, 84, 89, 92—95), скоро сменяющаяся полосой мраморизованных известняков (87, 91, 96, 97, 98), туфов и туфовых сланцев (88, 90, 99). В серицитово-кварцевых сланцах проходят пласты туфов и туфовых сланцев, бедных кварцем (85), жилы измененных основных изверженных пород (80a,), пласты кварцитовых сланцев (86) и пласт белого мрамора (79).

Увал с тригонометрическим пунктом № 10.

Обнажения здесь (табл. V) очень скудны и представлены незначительными гребешками, заросшими травой. Лишь отчетливо вырисовывается небольшой гребень—жила вторичного кварцита (143), окрашенного в красновато-черный цвет и пересеченного жилками молочно-белого кварца. Простирание его NW 305—310°, падение к NE под углом 85—90°, мощность 2—2¼ м.

Наблюдается ясно выраженная отдельность по плоскостям, имеющим падение к SE под углом 55° и 73°.

К SW от этой жилы выходят гребешки рассланцованных альбитофиров, превращенных в серицитово-кварцевые сланцы (144), и хлоритово-известковых сланцев (145—147). К NE от жилы кварцита выходят рассланцованные альбитофиры (148, 149), филлитовые, глинистые и кремнистые сланцы (151), туфы и туфовые сланцы (152—154).

Как хлоритово-известковые сланцы, так порфироиды и туфы довольно часто пересечены жилами кварца, достигающими мощности 1 арш.

Гребенюшинский приск.

Разведки расположены у основания юго-западного склона г. Гребенюхи (табл. V) на полосе измененных пород, представленных перемежаемостью туфов и туфовых сланцев (100a, 100b, 100c, 103d), песчано-мергелистых (101a), хлоритово-известковых и серицитово-кварцевых (100d, 101, 107, 109, 110, 111, 124, 169b) сланцев, мраморизованных известняков (125 — 127, 169a, 169c) и порфироидов. Туфы, туфовые сланцы и порфироиды рассланцованы и изменены до состояния серицитово-кварцевых сланцев.

Простирание пород NW 300 — 310°, падение к NE. Породы измененной полосы несколько смяты, при чем простирание их отклоняется до меридионального, и собраны в мелкую складчатость.

Серицитово-кварцевые сланцы часто пересечены жилками кварца и несут ту или иную оруденелость, выраженную примазками лимонита, реже малахита и азурита. Оруденение иногда так сильно, что породы представлены бурожелезняковыми массами.

Кроме того, названные породы пересечены жилами вторичного кварцита—окремненного фельзита (102a, 103a).

Гребенюха.

Почти весь юго-западный склон г. Гребенюхи (табл. V) сложен туфами и туфовыми сланцами, богатыми кварцем (100, 114 — 119, 123, 170) и бедными последним (128, 129, 171 — 174, 177), окрашенными в темнозеленый и почти черный цвет. Цвет пород, очевидно, обусловлен тем или иным количеством непрозрачного вещества, принадлежащего, судя по анализу образца 182b, гематиту, магнетиту и ильмениту. Смена окраски пород происходит большею частью послойно, что создает местами очень частую перемежаемость (мощность слоев меняется от сантиметра до 1—10 м.); иногда удается проследить один и тот же слой на довольно значительном протяжении по простиранию, но чаще это невозможно. В некоторых местах наблюдаются обнажения туфов, состоящих из обломков пород черного и зеленого цвета.

Залегание туфов и туфовых сланцев спокойное и однообразное: простирание NW 310°, падение к NE ∠ 40—50°. Кое-где породы пересечены жилами кварца. В местах частого пересечения кварцевыми жилами породы несколько смяты и сильно эпидотизированы.

В туфах и туфовых сланцах изредка проходят пластовые жилы рассланцованных альбитофиров (120, 121), пласты филлитовых глинистых сланцев (175) и жилы вторичного кварцита—окремненного фельзита (176).

По вершине г. Гребенюхи проходит гребень из вторичного кварцита (окремненного фельзита) (178, 178a, 178b, 180), секущего серицитово-кварцевые сланцы (128h, 179). Ширина гребня 10—20 м., высота 8—10 м., длина около 500—600 м. Он тянется не сплошной стеной, но прерывается и состоит из нескольких частей.

Северо-восточный склон г. Гребенюхи прикрыт наносами, но далее к NE встречаются выходы филлитовых глинистых и серицитово-кварцевых сланцев (181a) и известняков (181b, 181c).

На сопке Долгий Мыс, лежащей к NE от г. Гребенюхи, обнажаются мраморизованные известняки и туфы и туфовые сланцы, бедные кварцем (обн. № 182, см. табл. IV). На плоскостях сланцеватости последних иногда наблюдаются примазки малахита.

Зудиловский приск.

Площадь приска (рис. 3, см. стр. 97) сложена метаморфизованными известняками (132, 133, 135, 138, 142), среди которых замечаются отдельные выходы порфироидов (136), туфов и туфовых сланцев, бедных кварцем (130, 139, 140), мергелистых (131), глинистых (137) и серицитово-кварцевых (134) сланцев. Разведочные шурфы и разрезы вскрыли в разной степени перекристаллизованные глинистые и мергелистые сланцы, пересеченные жилами молочно-белого кварца, а иногда также и жилками среднезернистого кальцита. Некоторые из кварцевых жил, встреченных разведочными выработками, содержат оруденелость, выраженную разными рудными минералами — PbS, FeS_2 и др.

Шипулинский приск.

Месторождение находится на увале (рис. 2, см. стр. 96), совершенно лишенном обнажений, если не считать тех скудных выходов коренных пород, в которых проведены разведочные выработки. Породы здесь представлены метаморфизованными известняками (156, 157b, 161), перемежающимися с мергелистыми (161c), серицитово-кварцевыми (157a, 158) и глинистыми сланцами. К NE от них залегают рассланцованные кварцевые альбитофиры (159, 160). Простирание пород NW, падение к NE ∠ 40—50°, т.-е. согласное с ранее описанными породами. Известняки перекристаллизованы и окремнены в разной степени. Мергелистые сланцы также более или менее сильно перекристаллизованы, при чем в них образуется кварц, серицит, карбонат, а местами и эпидот.

Разведочные выработки, проведенные в полосе перемежаемости известняков и глинистых сланцев, показывают, что оруденение заключено в пласте окремненного известняка.

В шахте Шипулинского прииска наблюдается (сверху вниз) такая последовательность пород:

a) Буроватый известняк, пересеченный жилками кварца и жилками белого кристаллического кальцита.

b) Пласт, до 4—6 арш. мощностью, сильно разложенного известняка, несущего примазки малахита, азурита и бурого железняка. Порода рыхлая.

c) Серовато-белый плотный известняк, сильно вскипающий с *HCl* и содержащий довольно частую вкрапленность окисленного пирита.

d) Буровато-желтый, сильно вскипающий с *HCl*, известково-кварцевый сланец (метаморфизованный мергелистый сланец).

e) Известняк.

Далее вглубь шахты идет перемежаемость известняков со сланцами, подобными вышеуказанным. Породы окрашены лимонитом в бурые цвета и несут налеты малахита.

ГЛАВА IV.

Петрографический очерк.

В сложении площади Белоусовского рудника принимают участие изверженные осадочные и туфовые породы, глубоко измененные региональным и рудным метаморфизмом, в зависимости от чего мы и разделим наши породы прежде всего на две группы:

A. Регионально-метаморфизованные породы.

B. Породы, метаморфизованные рудными (гидротермальными) растворами.

Дальнейшее подразделение у нас основано на литологическом составе и структуре пород.

К изверженным породам относятся: альбитофиры, измененные в рассланцованные породы (порфироиды), фельзиты, превращенные в кварциты, и эпидиоритовый порфирит, залегающий, повидимому, в виде жилы. Эпидиоритовый порфирит обнаружен только в отвалах выработок на выходе месторождения, почему можно полагать, что он встречен в подземных выработках; на поверхности же в коренном залегании он нами нигде не наблюдался. Кроме того, к изверженным породам следует отнести некоторые разности зеленокаменных пород, которые, судя по форме залегания, следует считать скорее измененными основными изверженными, чем обломочными породами. Они залегают в виде жил небольшой мощности.

Окремненные фельзиты образуют жилы разной мощности, проходящие либо по наслоению пород, либо пересекая последние.

Почти все изверженные породы имеют кислый состав, отвечающий гранитовой магме, и только эпидиоритовый порфирит и измененные (зеленокаменные) жильные породы принадлежат более основной магме.

Альбитофиры характеризуются фенокристаллами альбита и кварца и основной массой, имеющей чаще микрофельзитовую и реже микрогранитовую структуру. По роду фенокристаллов и структурным особенностям они могут быть разделены на кварцевые альбитофиры, фельзитовые альбитофиры и фельзиты.

Осадочные породы представлены углисто-глинистыми и глинистыми сланцами, известняками, которые часто сильно песчанисты, и мергелистыми сланцами.

Туфы, местами переходящие в туфовые, а также и в песчано-глинистые сланцы, сложены, главным образом, материалом порфиритов, и только некоторые из них образованы материалом, аналогичным кварцевым альбитофирам.

Возраст пород еще не установлен, также неизвестно и время проявления метаморфизма. Можно лишь сказать, что рудный метаморфизм следовал за региональным.

Так как рудные растворы действовали на уже сильно регионально метаморфизованные породы и производили иногда такие же изменения, как и региональный метаморфизм, то часто мы не будем иметь возможности сказать, где оканчивается один и начинается другой вид метаморфизма.

А. РЕГИОНАЛЬНО-МЕТАМОРФИЗОВАННЫЕ ПОРОДЫ.

1. Осадочные породы.

а) Филлитовые углисто-глинистые, глинистые и песчано-глинистые сланцы.

Это серовато-черные или зеленовато-серые, обычно тонкослоистые, реже плотные, грубосланцеватые породы, в разной степени подвергшиеся силицификации и серицитизации. Сланцы часто имеют шелковистый блеск и несут плойчатость, которая местами выражена весьма отчетливо. Например, у устья штольни наблюдается синклинорий, в котором повторная складчатость от амплитуды в 2 м. постепенно переходит к плойчатости с амплитудой около 5 мм. при отношении хорды к стреле прогиба, как 1 : 2.

По характеру слагающего материала сланцы весьма близки друг к другу; они имеют лишь небольшие отличия, которые и отмечаются в названиях.

Прежде всего, различаются сланцы с углистым веществом и без него; в первом случае сланцы (углисто-глинистые) окрашены в черный (12, 14а, 15), а во-втором (глинистые)—в серый и зеленовато-серый цвет.

Далее, в одних присутствует лишь один весьма тонкозернистый неравномерно перекристаллизованный материал (27а), представляющий однородную тонкосланцеватую массу кварца, проникнутую мелкими пластинками серицита, а в других, кроме того, присутствуют мелкие песчинки, то в скудном количестве (12, 14а, 15, 22b, 37), то несколько в большем (75а, 1).

Песчинки представляют очень мелкие округленные зернышки кварца, реже линзы его, размером $^1/_4 \times {}^1/_2$ мм., обычно распадающиеся в аггрегат зерен.

Песчинки принадлежат большею частью кварцу и реже полевому шпату (близкому к альбиту).

При скоплении большого количества песчинок, достигающего 50% породы, мы имеем уже песчано-глинистые сланцы, которые только этим и отличаются от глинистых. Округленная форма песчинок не позволяет смешать эти сланцы с метаморфизованными фельзитами.

Они также тонкосланцеватые и плойчатые и имеют либо плотное, либо тонкозернистое сложение. Размеры песчинок колеблются около $^1/_8$ мм. в диаметре и редко достигают $^1/_4 \times {}^1/_4$ мм. и $^1/_4 \times {}^1/_2$ мм. Материалом песчинок песчано-глинистых сланцев являются: в одних случаях (183, 185) кварц и полевой шпат (близкий

к альбиту), в других же (88c, 88n)—к этому добавляются темносерые, слегка буроватого оттенка, пятна, такой же округленной формы и величины, как вышеупомянутые песчинки. Эти пятна аналогичны подобным же пятнам, встреченным в туфах и туфовых сланцах и являющимся, повидимому, цоизитовой массой, из которой выкристаллизовывается цоизит и эпидот.

В иных случаях (101a) мы имеем породы, состоящие из кварца, глинистой массы, карбонатов и содержащие остатки фораминифер. Судя по тому, что многие фораминиферы состоят из кварцевого вещества лишь с небольшими остатками карбонатов, нужно полагать, что данные породы претерпели метаморфизм. Именно, первоначальные породы, по всей вероятности, относящиеся к песчано-мергелистым сланцам, подверглись окварцеванию.

Как глинистые, так и песчано-глинистые сланцы почти одинаково изменяются под влиянием метаморфизма. Уже один шелковистый блеск указывает на метаморфизм сланцев. И, действительно, под микроскопом они представлены в той или иной мере перекристаллизованным глинистым материалом с образованием мелкозернистого аггрегата кремнистого вещества, проникнутого мелкими пластинками серицита и хлорита и усеянного неясными образованиями титанита и рутила. Кремнистая масса имеет большею частью неопределимые зернышки, но в более перекристаллизованных местах, расположенных участками, можно видеть, что она состоит главным образом из кварца.

Метаморфизованная глинистая масса сланцев имеет вообще грязноватый вид; в углисто-глинистых сланцах она усеяна непрозрачной пылью углистого вещества, местами побуревшего от окраски лимонитом; в глинистых же сланцах встречаются лишь непрозрачные пятнышки и зернышки (рудные минералы или углистое вещество).

Присматриваясь к грязноватой массе сланцев при больших увеличениях, мы всегда замечаем то точечную, то весьма мелкопластинчатую массу светлозеленоватого минерала, при скрещенных николях проявляющегося в виде очень мелких светлых блесток. Судя по тому, что с увеличением густоты точек и с образованием более крупных пластинок этого минерала становятся заметными высокие цвета поляризации, его нужно отнести к серициту.

На ряду с увеличением образования серицита мы почти всегда наблюдаем появление полосочек хлорита, имеющего более густую зеленую окраску, слабый плеохроизм и низкие цвета поляризации.

Под влиянием метаморфизма песчинки сланцев облачно угасают и приобретают бахромчатые края, расплывчато сливающиеся с окружающей массой. А так как новообразования кварца во многих случаях имеют те же свойства, лишь несколько слабее выраженные, то часто ускользает всякая возможность отличить их от первичных.

b) Известняки.

Известняки встречаются на заснятой площади то в виде отдельно залегающих пластов, до 1 — 2 м. мощностью, то в виде полос, мощностью до 80 м. Все они метаморфизованы в той или иной степени.

По степени метаморфизма и по составу их можно разделить на несколько групп.

1. Мраморизованные известняки (69a, 70c, 70e, 70f, 70t, 125, 126).

Это плотные, однородные, грубослоистые полосчатые породы, представленные перемежаемостью полосок (слоев) разных цветов: светложелто-розового, красного, коричневого, фиолетового, белого и других оттенков. Ширина полосок меняется от долей сантиметра до 1—2 м. С *HCl* известняки сильно вскипают.

При рассмотрении под микроскопом наблюдается, что описываемые известняки значительно, но неравномерно перекристаллизованы и состоят из чередования мелкозернистых участков, имеющих мостововидную структуру, и участков, едва затронутых перекристаллизацией. В состав их, кроме карбоната, кальцита и доломита, входят зерна кварца и полевого шпата, имеющие то неправильную, то округленную форму и встречающиеся в незначительном количестве. Кроме того, в известняках кое-где наблюдаются зерна рудных минералов, от которых, повидимому, зависит окраска пород.

В этих известняках определено [1]):

SiO_2 . . . . 4 —20% Fe_2O_3 . . . . } 0,5 — 3,5%.
MgO . . . . сл. — 8,5% Al_2O_3 . . . . }

Рассматриваемые известняки находятся в перемежаемости с туфами и туфовыми сланцами, бедными кварцем. В образцах известняков, взятых на границе с туфами, нередко встречаются темносерые пятна, в которых иногда замечаются мелкие зерна, а иногда и кристаллики цоизита и эпидота. Эти пятна, повидимому, тождественны пятнам цоизитовой массы, с которыми мы встретимся при описании туфов и туфовых сланцев. Если не все, то по крайней мере часть из этих пятен является следствием метаморфизма туфого материала (обломков порфиритов и порфиров), попавшего в известняки и измененного в цоизито-эпидотовую массу; указанием на это могут служить сохранившиеся участки кристаллов полевого шпата.

Кроме того, известняки описываемой группы пересечены жилами фельзитовых альбитофиров, о которых будет сказано ниже. В известняке в контакте с альбитофирами обильно развит цоизит и эпидот, а иногда наблюдаются и зерна граната.

2. Белые мраморы (79, 127).

Это довольно плотные породы, имеющие несколько неоднородное сложение и состоящие из чередования участков, сложенных тонко- и мелкозернистой массой карбоната. Мраморы состоят почти из одного карбоната и лишь иногда содержат мелкие зерна кварца.

В пункте, где взят образец 79, имеются небольшие выработки, из которых брали мрамор для обжига.

В этих породах определено: SiO_2 1,4%, Fe_2O_3 и Al_2O_3 0,6%, MgO сл. — 0,5%.

---

[1]) Определения сделаны химиком Компании „Russian Mining Corporation“ И. Н. Колесниковым.

3. Доломит (169a, 169c).

Это белая тонкозернистая порода, едва (в порошке значительно) вскипающая с *HCl*. Она состоит почти из одного карбоната, кроме которого лишь кое-где встречаются зернышки кварца и полевого шпата.

4. Мраморы—перекристаллизованные криноидные известняки (135, 138a, 138b 181c).

Это почти нацело перекристаллизованные породы, окрашенные в синевато-серый и светложелтый цвет. Они довольно часто перемежаются с мергелистыми сланцами и вместе с последними перемежаются с туфами и туфовыми сланцами, бедными кварцем. Мраморы часто усажены обломками стебельков криноидей, имеющих на плоскостях излома круглую и эллиптическую, а иногда почти квадратную, форму.

5. Песчанистые известняки и мергелистые сланцы (87, 96, 97, 98, 108).

Породы почти всегда имеют хорошо выраженную сланцеватость и окрашены в разнообразные цвета: светлосерый, кирпично-красный и вообще разные красноватые и зеленоватые тона. Все они содержат то или иное количество глинистого вещества, в зависимости от которого породы меняются от почти чистых известняков до мергелистых сланцев. Эти породы либо пятнистые, либо полосчатые, вследствие более или менее хорошо выраженной перемежаемости темнозеленоватых, розоватых, красноватых, сероватых и других прослойков.

Полосчатость и пятнистость пород обусловливаются метаморфизацией глинистого вещества, присутствующего в них либо в виде небольших участков, либо в виде незначительных прослойков.

Данные породы гораздо менее перекристаллизованы, чем мраморизованные известняки, и содержат явно большее количество кварца и полевого шпата, зерна которых имеют, большею частью, округленную форму. Размеры зерен меняются от $^1/_8$ мм. в поперечнике до едва различимых при больших ($\times$ 105) увеличениях. Редко встречаются породы, содержащие хорошо видимые невооруженным глазом линзы кварца, размером $2 \times 1^1/_2$ мм. и $1 \times 1^1/_2$ мм. (обр. 96), придающие породам порфировидную структуру.

Кварц слабо облачно угасает и имеет бахромчатые края. Он, повидимому, первичен, так как иногда (96) содержит жилки карбоната. Полевой шпат (близкий к альбиту) свеж и имеет слабо выраженные бахромчатые края.

Часто наблюдаются участки слабо перекристаллизованного глинистого материала, представляющего собою тонкозернистую кварцевую массу, проникнутую очень частыми мелкими пластинками светлозеленоватого хлорита, а иногда хлорита и серицита. Нередко хлорит развивается обильно, и если участки метаморфизованного глинистого материала имеют вид прослойков, то рассматриваемые породы приближаются к хлоритово-известковым сланцам. В том случае, если глинистый мате-

риал отсутствует, породы оказываются сложенными почти нацело одними карбонатами, при чем иногда не содержат даже зерен (песчинок) кварца и полевого шпата (108). Последнее встречается редко; обычно же породы песчанисты, а потому их лучше называть песчанистыми известняками или песчанистыми мергелистыми сланцами.

Если породы, содержащие незначительное количество глинистого материала, довольно сильно перекристаллизованы, то они имеют мостововидную структуру и состоят из зерен кварца, полевого шпата и карбоната.

В описываемых породах (96, 97) определено:

SiO_2 13,5—17%; Fe_2O_3 и Al_2O_3 2%; MgO 0,5—9%.

6. Хлоритово-известковые сланцы.

Макроскопически это зеленые и темнозеленые, обыкновенно сильно плойчатые породы, представленные очень частой (мощность прослойков от долей миллиметра до 1—2 мм.) перемежаемостью белых (карбонатовых) и зеленых (хлоритовых) слоев, сильно вскипающие с *HCl*. Сланцы часто пересечены белыми карбонатово-кварцевыми жилками, мощностью от 1 до 10 мм. (обычно 2—3 мм.), идущими то косо к сланцеватости, то по ней. В последнем случае трудно отличить их от белых карбонатовых прослойков. Плойчатость, хотя и менее сильно, сказывается и на карбонатово-кварцевых жилках, чем еще больше маскируется их происхождение, особенно в тех случаях, когда они проходят по сланцеватости.

Сланцы весьма редко и притом в местах, лежащих ближе к рудной залежи, содержат вкрапленность пирита, обычно в виде очень мелких кристаллов. Последние кое-где наблюдаются и в карбонатово-кварцевых жилках.

Микроскопически сланцы представляют собою очень частую перемежаемость карбонатовых и хлоритовых слоев, которые не сохраняют своей мощности даже на протяжении шлифа, а несколько раз прерываются, выклиниваются и вновь продолжаются. Карбонатовые прослойки сложены массой неправильно мостововидной структуры кварца, полевого шпата и карбоната, при чем последний преобладает над первыми и цементирует их. Хлоритовые прослойки сложены тем же материалом, только вместо карбоната присутствует хлорит. Зерна кварца и полевого шпата имеют неправильную, большею частью округленную форму; размеры их редко достигают $^1/_3$ мм. в поперечнике, обычно же они раза в 4—5 меньше. В некоторых случаях удается сделать оптические определения для полевого шпата (альбита), для которого получено:

№ 2; $\perp$ (010); BNg 15,5°; BNp 88°; $2V = +82°$ (скв. XI=A, 241′—251′).

В карбонатовых прослойках редко встречаются зерна кварца и полевого шпата мельче указанных размеров; в хлоритовых же — почти всегда имеются переходы от самых крупных к самым мелким, которые едва различаются при больших увеличениях. Кварц более или менее сильно облачно угасает, а полевой шпат в одних случаях слабо облачно угасает и тогда мутноват (содержит мелкий серицит и карбонат?), в других же — совершенно свеж, водяно-прозрачен с ровным угасанием.

Такой полевой шпат почти всегда присутствует в карбонатово-кварцевых прослойках и приурочен почти только к ним.

К упомянутым прослойкам иногда добавляются полоски, нацело сложенные хлоритом, которые так же на протяжении поля шлифа выклиниваются и снова начинаются в том же направлении.

По характеру слагающего материала и по его структурным соотношениям можно считать, что рассматриваемые породы аналогичны мергелистым и песчано-мергелистым сланцам, при чем они являются производными путем метаморфизма как регионального, так и рудного (здесь очень трудно разграничить влияние того и другого вида метаморфизма) из последних пород. Если мы сравним рассматриваемые породы с метаморфизованными песчано-известковыми и песчано-глинистыми сланцами, находящимися к NW от площади рудника, с одной стороны, и с вышеописанными песчанистыми известняками и мергелистыми сланцами — с другой, то найдем между ними много общего. Само собой разумеется, что рассматриваемые хлоритово-известковые сланцы, как залегающие ближе к рудному телу, претерпели больший метаморфизм, усложнивший их первоначальный состав.

Возможность сравнивать данные породы с такими, как известняки, с одной стороны, и с песчано-глинистыми сланцами, с другой, показывает, насколько сильно колеблется содержание слагающего их материала.

В одних случаях мы имеем почти чистые известняки (с глуб. 159′—163′ и 163′—167′ скв. XIII), в которых кое-где попадаются лишь пятна хлорита или пятна слабо перекристаллизованного песчано-глинистого материала. В других случаях породы имеют характер почти настоящих, в той или иной мере перекристаллизованных, песчано-глинистых сланцев. Трудно установить, имеем ли мы первичное карбонатовое вещество, лишь подверженное перекристаллизации, или же мы должны его рассматривать, как вторичное образование. В пользу второго решения можно привести наличие карбонатово-кварцевых жилок, состоящих во многих случаях из того же материала, что и карбонатовые прослойки, и следующих по сланцеватости пород; в пользу первого — наличие в некоторых случаях слабо перекристаллизованного карбонатового вещества, иногда слагающего значительную часть породы. Последнее, например, наблюдается в сланцах с глубины 159′—163′ и 163′—167′ скв. XIII, которые, несомненно, должны считаться близкими к известнякам, описанным в предыдущем пункте. Следовательно, хлоритово-известковые сланцы мы можем считать за метаморфизованные мергелистые, песчано-мергелистые и песчано-глинистые сланцы, при чем не можем сказать уверенно, какие из них являются преобладающими, хотя больше склоняемся к тому, что сланцы с карбонатовым материалом более распространены. Карбонатово-кварцевые жилки мы должны считать за образования, отложенные нисходящими водами, принесшими карбонат из окружающих пород.

Метаморфизм хлоритово-известковых сланцев сказался на изменении известняковых, песчано-глинистых и глинистых прослойков. Первые вообще сильно перекристаллизованы, имеют неправильно-мостововидную структуру и, очень возможно, содержат то или иное количество новообразований кварца и полевого шпата (альбита). На образование последнего таким путем до некоторой степени указывают совершенно свежие зерна его, которые имеют такие малые размеры, что не удается произвести оптических измерений. С кварцем дело обстоит, конечно, гораздо хуже, так как весьма трудно отличить первичный кварц от вторичного. Реже известковый материал

лишь слабо перекристаллизован. Изменение песчано-глинистых и глинистых прослойков протекает так же, как и сланцев, сложенных подобным же материалом, т.-е. здесь также развивается тонкозернистая масса кварцевого вещества, усеянного мелкими пластинками светлозеленоватого хлорита, а иногда одновременно и серицита. Хлорит часто развивается в большом количестве; он заполняет промежутки между песчинками кварца и полевого шпата, при чем почти не наблюдается тонкозернистой кварцевой массы. При еще большем развитии хлорита тонкозернистая кварцевая масса совсем отсутствует—узкие хлоритовые пластинки окружают песчинки, а если их нет, то образуют сплошные полоски или более или менее значительные поля.

Хлорит окрашен в слабо-зеленый цвет, но ближе к рудной зоне он почти бесцветный и имеет лишь слабо-зеленоватые оттенки.

Хлоритово-известковые сланцы содержат то или иное количество непрозрачного материала, повидимому, относящегося к углистому веществу, которое встречается большею частью в виде пыли, но иногда скучено в пятнышки и жилки, вытянутые по сланцеватости. Непрозрачное вещество всегда приурочено к песчано-глинистым и глинистым прослойкам и хлоритовым полоскам, а в карбонатовых прослойках, если и встречается, то находится опять-таки в пятнах песчано-глинистого и глинистого материала.

Кое-где и притом в местах, расположенных ближе к рудному телу, в хлоритово-известковых сланцах наблюдается вкрапленность пирита и гораздо реже—жилки рудных минералов.

По мере приближения к рудному телу в хлоритово-известковых сланцах замечается более или менее обильное развитие серицита, который, как раньше было упомянуто, появляется или одновременно с хлоритом или же развивается за счет последнего в хлоритовых полях. Весьма мелкие пластинки серицита усеивают полоски хлорита, располагаясь в самом разнообразном направлении. При большем развитии серицита, пластинки его скучиваются, сливаются друг с другом и образуют полоски, частично или нацело замещающие полоски хлорита. Наконец, серицит образует целые прослоечки, оттесняя хлорит на второй план.

Развитие в одних случаях серицита и хлорита, иногда при преобладании первого, а в других — почти исключительно хлорита, и только потом за счет него—серицита, должно быть поставлено, повидимому, если не в абсолютную, то, по крайней мере, в значительную зависимость от первичного состава сланцев.

2. Изверженные породы.

Из изверженных пород, как уже упоминалось, встречаются главным образом порфиры, представленные кварцевыми альбитофирами, фельзитовыми альбитофирами и фельзитами, и в виде обломков в отвалах выработок встречается эпидиоритовый порфирит. Кроме того, к изверженным породам, как было сказано выше, относятся некоторые зеленокаменные породы. Так как состав этих пород такой же, как и обломочных (туфов, бедных кварцем), то отдельно они нами не описываются — о них будет сказано несколько слов при описании туфов и туфовых сланцев, бедных кварцем.

Порфиры сильно динамометаморфизованы и изменены в значительно сланцеватые, часто плойчатые породы. Они имеют сильно расплющенные фенокристаллы кварца и менее деформированные выделения полевого шпата. Вследствие такого изменения эти породы можно назвать порфироидами.

а) Кварцевые альбитофиры.

Это светложелтые, светлозеленые, иногда даже совсем белые с розоватыми оттенками породы, реже имеющие серую и темносерую окраску. Более темная, иногда с фиолетовым оттенком, окраска, повидимому, зависит от того или иного количества железистого пигмента.

Кварцевые альбитофиры довольно часто усажены фенокристаллами кварца и полевого шпата, размеры которых достигают 2 мм. в поперечнике.

Порфировые выделения кварца сильно вытянуты. В зависимости от степени давления кварц приобретает различные формы: то слабо выраженную линзовидную, то форму хвостатых кварцев, то, наконец, он настолько сплющен, что в сечении имеет вид тонких лейст, размером $^1/_2$ на 15—20 мм.

Фенокристаллы полевого шпата менее сплющены — они лишь в редких случаях приобретают линзовидную форму.

Основная масса чаще всего мало раскристаллизована и имеет фельзитовую структуру, и лишь в единичных случаях она тонкозернистая—микрогранитовая (41а, 136).

В зависимости от степени давления и от минералогического изменения основная масса приобретает различное строение.

Прежде всего, различаются альбитофиры с плотной литоидной грубо-сланцеватой основной массой, повидимому, сравнительно мало подвергшейся динамическим воздействиям. На плоскостях сланцеватости таких альбитофиров образуются чешуйки серицита.

В случае более сильного динамического воздействия основная масса приобретает все большую и большую сланцеватость и наконец становится тонкослоистой, состоящей из перемежаемости слоев полевошпатово-кварцевого и серицитово-кварцевого вещества. Часто при этом наблюдается разная окраска, вследствие чего получается гелефлинтообразная полосчатость. В том случае, если достаточно развит серицит и если порфировые выделения более или менее крупны, порода приобретает узловатую текстуру, особенно хорошо выраженную на плоскостях сланцеватости. На последних отчетливо замечается обволакивание порфировых выделений серицитом и серицитово-кварцевой массой.

Данные породы нередко приобретают плойчатость, которая местами весьма мелка. При наличии последней и в случае обильного образования серицита, а также и при наличии мелких фенокристаллов, кварцевые альбитофиры макроскопически с трудом отличаются от серицитово-кварцевых сланцев.

Микроскопически они состоят из весьма тонкозернистой основной массы, представляющей в различной степени перекристаллизованное полевошпатово-кварцевое вещество. В основной массе различаются более крупные зернышки полевого шпата и кварца, при чем часть зерен последнего, повидимому, обязана перекристаллизации, хотя для этого нет определенных данных, так как весьма трудно отличить первичный кварц от вторичного.

Порфировые выделения принадлежат альбиту №№ 2—8 и кварцу.

Результаты измерения полевых шпатов:

BNm	*BNp* [1])	2 *V*	№ пагиокл.	Закон двойника.	№ образца.
18°	85°	+ 74°	2	[001]	9
19°	82,5°	+ 76°	2	[001]	45
12° или 78°	90°		3 или 8	[001] или ⊥ (010)	18b и 36a

Других минералов почти не наблюдается; редко встречаются пластинки зеленоватого биотита, округленные зернышки апатита и зерна рудных минералов, часто разбросанные в виде пыли, в зависимости от количества которой породы получают темноватый оттенок.

Судя по характеру минералогического изменения порфиров, в результате которого появляется лишь серицит, реже хлорит, нужно полагать, что основная масса имеет кислый состав и бедна темноцветными минералами.

Из макроскопического рассмотрения видно, что кварцевые альбитофиры претерпевают различные стадии изменения—от слабо сланцеватых пород до разностей, трудно отличимых от серицитово-кварцевых сланцев. Микроскопически это хорошо наблюдается, и мы, основываясь на степени вытянутости (расплющенности) вкрапленников, а в зависимости от этого и изменения пород, разделим наши кварцевые альбитофиры на три группы, при чем отметим, что резких границ между ними установить не удается:

1. На породах первой группы (45, 74) динамометаморфизм сказывается слабо. Породы грубо сланцеваты. Основная масса мало сланцевата и слегка перекристаллизована.

Вкрапленники почти совсем не деформированы; лишь в некоторых случаях слабо удлиняются вкрапленники кварца, в которых иногда намечаются линии разлома. У кварца заметно облачное угасание, тогда как у полевого шпата оно едва выражено. Часто вкрапленники кварца имеют резкие контуры с бухтами коррозии и почти не сопровождаются бахромчатыми краями.

Основная масса покрывается точечною и весьма мелкопластинчатою массой светлозеленоватого серицита (?), подобно тому как мы видели в глинистых сланцах. При скрещенных николях в основной массе различаются весьма мелкие пластинки серицита, имеющие много общего с пластинками серицита, встречающимися в выделениях полевых шпатов.

Совместно с серицитом нередко развивается хлорит, имеющий более густую окраску и слабый плеохроизм. В виде отдельных пятнышек он часто располагается у вкрапленников, помещаясь спереди и сзади их, считая по сланцеватости, и совсем или почти совсем отсутствует по бокам фенокристаллов.

2. При усилении динамометаморфизма (47a, 20b) основная масса приобретает все более и более сильно выраженную сланцеватость, обусловленную перекристал-

[1]) Всюду даны только две координаты двойниковой оси, третья получается как следствие двух первых.

лизацией под давлением. Перекристаллизация захватывает или всю массу породы или же отдельные ее участки.

Очень частые, мелкие пластинки серицита, которые едва различаются в породах предыдущей группы, здесь имеют большую величину и легче определяются при скрещенных николях. Наблюдаются пластинки серицита, кое-где прорезающие основную массу и группирующиеся у порфировых выделений. Порфировые выделения полевых шпатов слабо облачно угасают и имеют форму вытянутых кристаллов или неправильных зерен с бахромчатыми краями. Удлинение фенокристаллов полевого шпата не всегда совпадает с направлением сланцеватости. Иногда наблюдаются разорванные кристаллы полевых шпатов, при чем промежутки между частями их выполнены тонкозернистой массой, ничем не отличающейся от основной массы альбитофиров; здесь очень часто помещаются пластинки серицита и пятнышки хлорита.

Порфировые выделения кварца вытягиваются по сланцеватости, принимают эллиптические очертания и имеют бахромчатые края, при чем неровности выделений кварца обламываются и превращаются в аггрегат зерен, ничем не отличающийся от основной массы альбитофиров. Последнее особенно хорошо выражено у намечающихся конусообразных пространств, расположенных спереди и сзади фенокристаллов и обусловленных наличием в них меньшего количества серицита в сравнении с тем, какое наблюдается в основной массе альбитофиров. Означенные пространства имеют форму вытянутых конусов, основание которых обращено к фенокристаллам кварца, а также и полевого шпата. Эти пространства в сечении имеют треугольную форму и выполнены тонкозернистой массой, подобной основной массе альбитофиров.

Фенокристаллы кварца изменяются следующим образом: сперва они принимают слабо эллиптические очертания, а потом замечается утонение одного конца, при чем намечаются голова и хвост „Schwanzenquarz“ („хвостатого кварца“ — „головастика“).

Удлинение кварца идет или без нарушения сплошности или с появлением линий разлома, направленных то перпендикулярно к сланцеватости, то диагонально к ней. Линии разлома выражаются или весьма тонкими или же более широкими трещинками, заполненными в последнем случае новообразованной тонкозернистой массой, аналогичной той, какую мы встречаем в трещинах полевых шпатов.

Далее (9, 36a, 36b, 60c, 63b) основная масса альбитофиров обогащается серицитом, который или в виде отдельных пластинок прорезает массу, или же образует полосы и участки скученных пластинок, перемежающихся со слоями основной массы. На ряду с серицитом развивается хлорит, но в большинстве случаев, в гораздо меньшем количестве. Он зеленоватого цвета и имеет слабый плеохроизм. Серицит и хлорит обыкновенно встречаются совместно и довольно легко отличаются друг от друга: в пятнах и полосках зеленого хлорита наблюдаются бесцветные полоски—пластинки серицита и, наоборот, в светлозеленовато-желтых полосках серицита — более сильно окрашенные мелкие пластинки хлорита, имеющие низкие цвета поляризации.

Почти нет ни одного порфирового выделения, которое не обволакивалось бы узкими полосками и лентами серицита или серицита и хлорита совместно. Эти полоски следуют вдоль боков фенокристаллов, воспроизводя все неровности ограни-

чения последних, и сближаются спереди и сзади их, ограничивая конусообразные пространства, выполненные тонкозернистой массой, содержащей редкие, весьма мелкие пластинки серицита и довольно частые пятнышки хлорита.

В тех местах, где фенокристаллы сильно сближены, серицит в виде узких пластинок сплошь заполняет промежутки между ними; а в случае, если фенокристаллы почти соприкасаются, между ними проходит узкая пластинка серицита.

Таким путем альбитофиры приобретают резкую очковую текстуру (табл. III, фиг. 1 и 2).

Иногда на ряду с серицитом развивается карбонат (36b, 60c). Он встречается в тех участках, где основная масса более перекристаллизована. Карбонат образует полоски (прослойки), перемежающиеся с полосками серицита. Он чаще всего встречается у фенокристаллов полевого шпата и лишь редко у кварца. Подобно хлориту, он выполняет треугольники спереди и сзади вкрапленников и совсем или почти совсем не наблюдается по бокам, предоставляя эти места для серицита. От только что названных треугольников (конусообразных пространств) карбонат часто в виде цепочковидных полосок распространяется по сланцеватости породы (табл. III, фиг. 3).

Порфировые выделения кварца все более и более расплющиваются вплоть до толщины бумажных листов. Расплющивание происходит или без нарушения сплошности, или же сопровождается линиями разлома. Последние имеют большею частью диагональное направление (диагональная система); по ним идет образование тонкозернистой массы, расширяющей линии разлома, вследствие чего зерна кварца часто оказываются расщепленными на части, при чем оптическая ориентировка их несколько меняется. Таким путем расплющенные выделения кварца разделяются на две и более частей (табл. III, фиг. 4).

Образовавшаяся тонкозернистая масса вначале отличается более светлой окраской, но как только в ней начинают появляться пластинки серицита, окраска ее сереет, вследствие чего эта масса ничем не отличается от основной массы породы.

Как упоминалось выше, при расплющивании кварца зерна его принимают или форму вытянутых эллипсоидов, или же, чаще, форму „Schwanzenquarz“ — „головастиков“ с резко выраженными хвостами и конусообразными пространствами. Хвосты иногда очень длинны, при чем нередко распадаются на части, промежутки между которыми заполнены тонкозернистой массой, тождественной ранее упоминавшейся. Иногда хвосты представлены аггрегатом расплывчатых зерен, еще не перешедших в тонкозернистую массу. Со стороны же головы „Schwanzenquarz“ наблюдается лишь слабое утонение и мало вытянутый треугольник. Конусообразные пространства как у головы, так и у хвоста „Schwanzenquarz“ прорезаются узкими пластинками серицита, покрываются пятнами хлорита, и здесь скопляются рудные зерна.

На табл. III, фиг. 5 выражен ход образования головастиков кварца; здесь отчетливо обрисовывается более ранняя стадия расплющивания кварца, в виде каймы, обхватывающей хвост „Schwanzenquarz“. Кайма состоит из тонкозернистой массы, проникнутой редкими узкими пластинками серицита и имеющей более светлую окраску, чем основная масса породы.

Нередко порфировые выделения кварца в сечении имеют форму веретена или же плоской линзы (табл. III, фиг. 6).

Гораздо устойчивее оказывается полевой шпат. Порфировые выделения его обнаруживают лишь слабое удлинение тогда, когда выделения кварца оказываются

сильно вытянутыми, раздробленными и расщепленными на части. Полевой шпат приобретает все более и более сильную облачность, зерна его округляются, принимают эллипсовидную форму, но сохраняют целость даже в том случае, если они расположены вытянутостью перпендикулярно к сланцеватости. Вообще замечается, что зерна полевого шпата располагаются вытянутостью различно к направлению сланцеватости.

Иногда довольно хорошо удается наблюдать, каким путем идет округление зерен полевых шпатов. Прежде всего обламываются углы, как самые острые части лейст; затем этому же подвергаются все края зерен. Лейсты, словно оплавляясь, принимают овальные очертания, окруженные каймой тонкозернистой массы, которая вначале еще отличается от основной массы породы своей более светлой окраской, но, как только начинает в ней развиваться серицит, она совершенно отождествляется с основной массой породы (табл. III, фиг. 7).

Последующего усиления динамометаморфизма полевой шпат уже не выдерживает: он, подобно кварцу, разбивается трещинками разлома, приобретает резкое облачное угасание, но не подвергается особому вытягиванию. Направление трещин различное: то перпендикулярное к сланцеватости, то диагональное к ней. По трещинам идет образование тонкозернистой массы, подобно тому, как было отмечено в выделениях кварца. Замечается, что тонкозернистая масса здесь развивается слабее, чем по трещинкам кварца, хотя все же достаточно сильно для расщепления зерен полевого шпата на части.

В зернах полевого шпата развиваются мелкие пластинки серицита и в редких случаях зерна карбоната, при чем последние иногда располагаются по трещинкам спайности и разлома.

Основная масса особенно сильно подвергается перекристаллизации, если альбитофиры более или менее сильно импрегнированы пиритом. В этом случае обильно развивается кварц, захватывающий большие участки и располагающийся у кристаллов пирита так, как показано на табл. I, фиг. 1 и 2.

3. Когда основная масса значительно перекристаллизована и сильно вытянутые порфировые выделения кварца распадаются в аггрегат зерен разной оптической ориентировки, при чем по швам разлома идет образование тонкозернистой массы, разобщающей друг от друга части зерен, то мы получаем породы, близкие к серицитово-кварцевым сланцам. Доказательством принадлежности таких пород к порфирам служат иногда отчетливо различимые в простом свете контуры порфировых выделений. Такие породы и можно было бы выделить в третью группу, но они у нас встречаются очень редко.

b) Фельзитовые альбитофиры.

Эти породы разбиваются на две подгруппы, отличающиеся между собою степенью динамометаморфизма и составом:

1. Сюда относятся сланцеватые альбитофиры (28a, 31, 33, 35a), в которых макроскопически видны выделения только полевого шпата или, кроме того, еще очень мелкие и редкие порфировые выделения кварца.

Измерение полевого шпата дало:

№ 2; $\perp$ (001); $BNg = 78°$; $BNp = 70°$; $2V = +75°$; $Nm - Np = 0{,}0035$.

Породы окрашены в темносероватые с зеленоватыми оттенками цвета и имеют то однородное, то полосчатое строение, представляющее перемежаемость белых и зеленоватых слоев. Все они почти одинаково рассланцованы и различаются между собою плотностью сложения, которая зависит от степени окварцевания и неравномерного обогащения серицитом.

Макроскопически данные породы отличаются от предыдущей группы меньшим количеством и меньшими размерами порфировых выделений кварца.

Фельзитовые альбитофиры имеют ясно сланцеватую основную массу, более или менее обильное (меньшее, чем в группе „а“) развитие серицита, облачно угасающие порфировые выделения полевого шпата и резко облачно угасающие фенокристаллы кварца. Последние сильно вытянуты без нарушения сплошности или же расщеплены на части.

2. В сравнении с предыдущей подгруппой эти породы (42, 70, 71) менее динамометаморфизованы; по свежести они напоминают кварцевый альбитофир № 47 и даже несколько свежее последнего, что зависит, повидимому, от пластичности известняков, в которых залегают порфиры.

Основная масса весьма слабо сланцевата; порфировые выделения, принадлежащие почти одному полевому шпату (альбиту), слабо облачно угасают.

Ниже приводятся измерения полевых шпатов.

BNm	*BNp*	$2V$	№ плагиоклаза.	Закон двойника.	№ обр.
14°	86°	+ 76°	4	[001]	72
74° или 16°	90°	+ 77°	5 или 1	⊥ (010) или [001]	72
16°	83,5°		5	[001]	70

Анализ[1]) альбитофира № 72.

	Вес %.	Пересчет на 100.	Молек. кол.		
SiO_2	74,4%	75,22%	1,254		
Al_2O_3	12,7 „	12,84 „	0,125	0,139 R_2O_3	
Fe_2O_3	2,1 „	2,13 „	0,013		
TiO_2	0,5 „	0,51 „	0,006		
FeO	2,0 „	2,02 „	0,028	0,045 RO	0,143 $\overline{RO}$
CaO	0,8 „	0,81 „	0,014		
MgO	0,1 „	0,10 „	0,003		
K_2O	0,9 „	0,91 „	0,010	0,098 R_2O	
Na_2O	5,4 „	5,46 „	0,088		
Пот. при прок.	1,0 „				
	99,9%	100,00%			

[1]) Анализ выполнен химиком Геол. Ком. Л. Э. Шарловым.

Коэффициент кислотности $\alpha = 4{,}5$

Магматическая формула $\overline{RO} . R_2O_3 . 9SiO_2$

$R_2O : RO = 2{,}2 : 1$

$K_2O : Na_2O = 1 : 8{,}8.$

	%	Мол. кол.	Ильменит.	Магнетит.	Ортоклаз.	Альбит.	Анортит.	Корунд.	Гиперстен.	Кварц.
SiO_2	75,22	1,254			60	528	28		12	626
Al_2O_3	12,84	0,126			10	88	14	14		
Fe_2O_3	2,13	0,013		13						
FeO	2,02	0,028	6	13					9	
TiO_2	0,51	0,006	6							
CaO	0,81	0,014					14			
MgO	0,10	0,003							3	
K_2O	0,91	0,010			10					
Na_2O	5,46	0,088				88				
	100,00									

Мол. вес.

SiO_2	626 × 60	= кварц	= 37,56	Q		Sal. 94,65
$K_2O\ Al_2O_3\ 6SiO_2$ . .	10 × 556	= ортоклаз	= 5,56	F 55,66		
$Na_2O\ Al_2O_3\ 6SiO_2$ . .	88 × 524	= альбит	= 46,21			
$CaO\ Al_2O_3\ 2SiO_2$ . .	14 × 278	= анортит	= 3,89			
Al_2O_3	14 × 102	= корунд	= 1,43			
$MgO\ SiO_2$	3 × 100	= гиперстен	= 1,49	P 1,49		Fem. 5,42
$FeO\ SiO_2$	9 × 132					
$FeO\ Fe_2O_3$	13 × 232	= магнетит	= 3,02	M 3,93		
$FeO\ TiO_2$	6 × 152	= ильменит	= 0,91			
			100,07			

Класс 1. Подрод 3. Ранг 1.

$$\frac{\text{Sal.}}{\text{Fem.}} = \frac{94{,}65}{5{,}42} > \frac{7}{1}; \quad \frac{Q}{F} = \frac{37{,}56}{55{,}66} < \frac{5}{3} > \frac{3}{5}; \quad \frac{K_2O + Na_2O}{CaO} = \frac{98}{14} = \frac{7}{1}$$

Подранг 5.

$$\frac{K_2O}{Na_2O} = \frac{10}{88} < \frac{1}{7}$$

По минералогическому составу данные породы отличаются от пород предыдущей подгруппы наличием хлорита, эпидота, цоизита и роговой обманки, обязанных эндоконтактовому изменению альбитофиров под влиянием известняков.

Роговая обманка (актинолит) в виде частых мелких кристаллов усеивает основную массу порфиров и часто содержит мелкие темные пятнышки, являющиеся образованиями цоизита. Реже актинолит встречается в виде длинных игол и более крупных кристаллов, которые всегда сильно разрушены и выполнены хлоритом и эпидотом. Эпидот встречается в виде отдельных зерен, скоплений и мелких жил. Последние иногда хорошо выражены на самом контакте альбитофиров с известняками, где мы изредка наблюдаем и частые кварцевые жилки, не переходящие в известняк. В таких случаях обильно развит эпидот, и нередко можно наблюдать жилки, выполненные то одним карбонатом, то актинолитом, альбитом, эпидотом, кварцем и карбонатом. Альбит в жилках, несомненно, вторичен и по составу тождествен с альбитом порфировых выделений.

Измерение такого альбита дало:

№ 3; [001]; $BNm = 14°$, $BNp = 83{,}5°$; $2V = +78°$; $Ng - Nm = 0{,}007$.

В других случаях контакт альбитофира с известняком отмечен лишь развитием эпидота в первом.

Порфировые выделения полевого шпата довольно свежи; они иногда лишь слабо мутноваты, что зависит от весьма мелких включений, не поддающихся определению. Повидимому, они принадлежат пелиту, серициту, карбонату, цоизиту и т. п.

Альбитофиры данной подгруппы встречены лишь в одном месте, а именно, в известняках (обн. №№ 67 — 69), перемежающихся с туфами и туфовыми сланцами. Они в виде коротких и тупых жил пересекают известняки. Мощность жил достигает 1—2 арш., но чаще $^1/_2$ и $^1/_4$ арш. Длина их меняется от 1—2 арш. до 3—5 саж. Жилы местами пережимаются, а иногда раздваиваются. Большею частью они идут по слоеватости, но иногда пересекают слои известняка.

О форме некоторых жил можно судить на основании табл. III, фиг. 10. Здесь показана тупо оканчивающаяся жила альбитофира, облекаемая слоями известняка.

Форма и залегание жил, а также и контактовые явления—образования эпидота и роговой обманки в альбитофирах и граната и эпидота в известняках — ясно указывают на интрузивную природу альбитофиров. Это инъекции, проникшие в известняки до окончания горообразовательных процессов и подвергшиеся потом значительным динамическим воздействиям. Последние привели к пережимам и облеканию жильных тел альбитофиров слоями известняков.

Остается еще сказать несколько слов о мелких включениях, наблюдаемых в известняках, в которых залегают альбитофиры настоящей подгруппы. Во многих местах наблюдаются то мелкие пылевидные, то более крупные, в грецкий орех и больше, включения округленной формы, по внешнему виду напоминающие рассматриваемые альбитофиры. Они цепочкообразно располагаются по сланцеватости известняков и часто являются как бы продолжением жил. При микроскопическом изучении оказывается, что эти включения состоят почти из одного эпидота, к которому иногда присоединяется кварц.

Относительно природы таких включений можно сказать, что одни из них, несомненно, представляют контактовые образования в известняках, тогда как другие, вероятно, являются не чем иным, как отщепленными и метаморфизованными частями жил альбитофиров.

c) Фельзиты.

Это белые и темнозеленоватые афанитовые породы, иногда очень плотные и имеющие раковистый излом.

По степени динамометаморфизма они относятся к двум подгруппам; одни слабее метаморфизованы (13a, 18a, 22a), а другие более сильно (2, 20a, 27b, 28b, 35a, 35c, 35d).

Основная масса фельзитов довольно сильно перекристаллизована и состоит из более или менее легко различимых, облачно угасающих, расплывчатых зерен кварца, среди которых иногда удается наблюдать зерна с двойниковой штриховкой полевого шпата.

На фельзитах первой подгруппы динамометаморфизм сказывается так же, как и на кварцевых альбитофирах первой группы, а именно: вкрапленники полевого шпата (альбита) слабо облачно угасают, а вкрапленники кварца слабо вытянуты и заметно облачно угасают; основная масса мало сланцевата. Породы второй подгруппы: основная масса сильно сланцевата; вкрапленники кварца иногда расплющены еще сильнее, чем в кварцевых альбитофирах, и принимают в сечении форму очень плоских линз с острыми клиновидными окончаниями, при чем размеры их иногда выражаются следующими цифрами: $^1/_4$—$^1/_5 \times 5$—6 мм.

Замечается, что в породах описываемой группы серицит развит вообще слабо и лишь иногда значительно, так же как и в кварцевых альбитофирах второй группы.

Если при рассмотрении кварцевых альбитофиров приходилось задумываться над отнесением той или иной породы к изверженной, то гораздо более затруднений встречается при определении фельзитов. В самом деле, эти породы сложены теми же минералами, что и песчано-глинистые сланцы, и имеют такую же тонкозернистую, почти неопределимую, полевошпатово-кварцевую массу, которая перекристаллизована в той или иной степени. Единственным признаком отличия фельзитов от осадочных пород являются порфировые выделения. Но последние, как имеющие небольшие размеры в фельзитах, часто теряют идиоморфный облик под влиянием динамометаморфизма и сильно походят на песчинки. В таких случаях вопрос решается только по тем фенокристаллам альбита, которые сохранили свой кристаллический облик.

Таким образом, все альбитофиры имеют один и тот же состав; все содержат кислый плагиоклаз (альбит) и лишь в исключительных случаях (один образец) микроклин.

Альбит определяется такими данными:

№№ 0—6; $Ng—Np = 0{,}010$; $2V = +76°$ до $+82°$.

Точно такие же альбитофиры встречены скважинами при разведке Белоусовского месторождения.

Альбит этих альбитофиров определяется так:

№№ 1—6; $Ng - Nm = 0{,}0063$; $2V = +78°$ до $+80°$.

Последние данныя получены на основании следующих измерений:

BNm	*BNp*	2 *V*	№ плагиоклаза.	Закон двойника.	№ образца.
20°	80°	+ 80°	6	[001]	Скв. V, 424′—425′
16° или 74°	90°	+ 78°	1 или 3	[001] или ⊥(010)	Скв. VI, 409′—410′
18°	82°	+ 79° $Ng - Nm = 0{,}0063$	4	[001]	Скв. V, 434′—435′

d) Эпидиоритовый порфирит (5).

Эта порода найдена только в отвалах шахт; повидимому, она встречена лишь подземными выработками, так как на поверхности нигде не выходит.

Макроскопически порфирит представлен тонкозернистой плотной породой, окрашенной в темнозеленый цвет и усаженной белыми вкрапленниками полевого шпата.

Под микроскопом порфировые выделения выражены, вероятно, вторичным альбитом. Основная масса хорошо раскристаллизована и состоит из небольшого количества кварца и из полевого шпата. Последний представлен удлиненными столбчатыми кристаллами альбита и неправильными зернами калиево-натрового полевого шпата, находящегося в подчиненном количестве. Порфирит значительно подвержен минералогическому изменению. Полевые шпаты разложены—усеяны серицитом и мелкими зернами цоизита и эпидота. Кроме того, в породе сильно развит хлорит. Он имеет или форму удлиненных пластинок, или же неправильных пятен, разбросанных по полю шлифа.

Так как порода не сланцевата, а зерна полевого шпата и кварца ровно угасают, то можно полагать, что порфирит не был подвержен динамометаморфизму.

3. Туфы и туфовые сланцы.

a) Породы, богатые кварцем (макроскопически).

При метаморфизме, какому подвержены породы описываемого района, часто ускользают признаки, ясно указывающие на принадлежность пород к тому или другому разряду. Более всего это приложимо к обломочным породам и особенно к тем, состав которых не особенно разнообразен, а в большинстве случаев представлен почти одним и тем же материалом. Вышесказанное целиком относится к рассматри-

ваемым нами породам, макроскопически представленным сланцеватыми, а иногда сильно плойчатыми сланцами, разностями, окрашенными в светлозеленовато-желтые, зеленые и серые (до черных) цвета.

В почти однородной сланцеватой массе то редко, то часто встречаются вкрапленники кварца и полевого шпата, размеры которых обычно имеют величину $1—1^1/_2 \times 2—3$ мм. и только для кварца иногда повышаются до $2^1/_2 \times 8—10$ мм.

Редко встречаются мелкие линзовидные включения белого цвета, вследствие сильной рассланцованности которых породы получают гнейсообразный вид (88m, 99g). Под микроскопом подобные включения оказываются глинистой массой, в которой изредка встречаются весьма мелкие зерна кварца. Еще реже наблюдаются включения филлитовых глинистых сланцев (99h).

Только этими включениями и иногда темными тонкими прослойками песчано-глинистых сланцев нарушается однородность описываемых пород. Кое-где туфы пересечены белыми прожилками, состоящими из кварца и карбоната.

Рассматриваемые породы, по внешнему виду принимаемые в большинстве случаев за измененные порфириты, под микроскопом представляются в следующем виде. Порфировые выделения полевого шпата и кварца скучены и имеют, особенно последний, обломочный характер. При внимательном рассмотрении иногда удается констатировать наличие обломков различных пород, а именно: кварцевых и фельзитовых порфиров и тонкозернистой массы с неопределимыми зернами, повидимому, являющейся обломками основной массы порфиров (?); помимо того, встречаются куски тонкозернистого аггрегата кварца (152b) и в некоторых случаях наблюдаются куски перекристаллизованного, окварцованного известняка (125b). Обломки имеют большею частью неправильные очертания и вытянуты по сланцеватости. Несмотря на сильный динамометаморфизм, обломочный характер пород часто не подлежит сомнению.

Эпидот, карбонат, хлорит и серицит, располагающиеся у обломков также, как и у вкрапленников, хорошо обрисовывают контуры обломков, которые особенно отчетливо наблюдаются в простом свете. При скрещенных николях обломки распознаются по несколько иной крупности зерна в сравнении с рядом лежащими участками.

Залегание этих пород среди осадочных (песчаников и известняков) и в перемежаемости с ними указывает на то, что образование их происходило в водных бассейнах, а, следовательно, мы в праве ожидать в этих породах присутствия осадочного цемента. Последний, понятно, может иногда и не наблюдаться, тем более, что он маскируется метаморфизмом. В качестве осадочного цемента в некоторых случаях удается довольно ясно наблюдать песчано-глинистый материал (88m, 88o, 88p, 99d и др.).

Также нередко можно проследить постепенные переходы туфов в туфовые и даже песчано-глинистые сланцы. Одним из мест, подтверждающих сказанное, является обнажение № 88, где на протяжении 73 м. вкрест простирания пород в туфах встречено несколько прослойков песчано-глинистых сланцев, мощностью в 1—2 м. Тут же встречается и довольно частая перемежаемость туфов, туфовых сланцев и песчано-глинистых сланцев при мощности пластов от нескольких миллиметров до 25—70 см.

Туфы и туфовые сланцы имеют кислый состав; они содержат много кварца и полевого шпата, принадлежащего альбиту №№ 3—5.

Измерения выделений полевых шпатов дали:

№ 5; [001]; $BNm = 18°$, $BNp = 82°$; $2V$ (непоср.) $= +80°$ . . . (88a).

№ 3; [001]; $BNm = 20°$; $BNp = 84{,}5°$; . . . . . (152b).

Основная масса этих пород либо подобна основной массе кварцевых альбитофиров, либо состоит из весьма мелких округленных зернышек, при чем среди более крупных из последних можно различать полевой шпат и кварц, мелкие же оказываются неопределимыми даже при больших увеличениях (×105). Это, по всей вероятности, неясно выраженный песчано-глинистый цемент. Тот или другой характер основной массы наблюдается во всех образцах.

Кроме того, туфы и туфовые сланцы содержат непрозрачную пыль (Fe_2O_3, $FeTiO_3$, Fe_3O_4), придающую им темносерую окраску, и вторичные минералы: эпидот, хлорит, карбонат и серицит. Эпидот часто встречается в большом количестве и иногда в виде хорошо выраженных кристаллов.

По степени динамометаморфизма туфы и туфовые сланцы можно сравнивать с 1 группой кварцевых альбитофиров.

Механические деформации на вкрапленниках сказываются не так сильно. Кварц значительно облачно угасает, а полевой шпат едва заметно. Зерна кварца слабо вытянуты. Иногда зерна кварца и, реже, полевого шпата разорваны, раздроблены и резко облачно угасают.

Основная масса, подобно массе кварцевых альбитофиров, перекристаллизована в той или иной степени.

Кроме серицита и хлорита, встречающихся в кварцевых альбитофирах, в туфах и туфовых сланцах почти всегда наблюдаются карбонат и эпидот.

Хлорит и серицит проявляются таким образом, как мы видели, в кварцевых альбитофирах. Хлорит помещается спереди и сзади вкрапленников (считая по сланцеватости), выполняя конусообразные пространства, и в малом количестве располагается по бокам; но как только он становится обильным, то занимает сплошные участки и полосы, которые окружают зерна полевого шпата и кварца.

Серицит в туфовых сланцах встречается сравнительно редко и в малом количестве. Обилен он лишь в сильно сланцеватых породах, в которых замечается, что динамометаморфизму более подвержена основная масса, чем порфировые выделения.

Карбонат, как и в кварцевых альбитофирах, занимает места, аналогичные хлориту; он образует треугольные участки и каемки и располагается спереди и сзади выделений; по бокам же их он, если и встречается, то весьма редко и в малом количестве. Замечается, что карбонат определенно приурочен к зернам полевого шпата, подобно тому, как это было отмечено в кварцевых альбитофирах.

Карбонат один или совместно с хлоритом, эпидотом, а также и серицитом распространяется по трещинкам спайности полевого шпата. Местами карбонат совместно с хлоритом и эпидотом внедряется в зерна полевого шпата и замещает их.

Кроме того, карбонат встречается в виде зерен неопределенной формы и величины и обнаруживается в буровато-темносерых пятнах. При перекристаллизации последних появляется кристаллический карбонат, тесно перемешанный с темно-буроватыми пятнами, из которых выкристаллизовываются цоизит и эпидот (88), при чем нередко наблюдаются зернышки кварца. Как раз такие пятна мы встречали

в известняках на границе с туфами (обн. №№ 67, 69), где также наблюдалось образование зерен цоизита и эпидота и кристаллического карбоната.

Буровато-темносерые пятна представляют собою тонкозернистую массу цоизито-эпидотового вещества, из которого при усилении метаморфизма образуются кристаллики зеленовато-желтого эпидота. Почти всегда такие кристаллики содержат включения (остатки) таких же буровато-темносерых пятен, указывающих на неравномерную перекристаллизацию последних. Это особенно хорошо выражено в тех случаях, когда наблюдаются части кристаллов эпидота, сидящие в буровато-темносерой массе, при чем граница между ними не резкая, а расплывчатая; наблюдается постепенный переход от кристаллов к массе. Нередко кристаллы эпидота сопровождаются зернышками непрозрачных минералов.

Вышеотмеченная буровато-темносерая масса очень часто и в большом количестве встречается в туфах и туфовых сланцах; она проявляется то в виде пятнышек, часто усеивающих породу, то в виде лент и бесформенных хлопьев. Располагается она либо в беспорядке, либо, что наблюдается чаще, приурочена к порфировым выделениям и обломкам, где проявляется в виде каемок и лент, облекающих их.

В некоторых случаях буровато-темносерая масса присутствует в громадном количестве; она слагает почти всю массу породы между зернами кварца и полевого шпата и содержит только мелкие круглые зерна последних (99с). Она заполняет самые узкие промежутки между зернами вкрапленников, все трещинки в зернах полевого шпата и кварца. Нередко замечается, что она внедряется в виде неправильной массы в зерна полевого шпата. Изолированные пятнышки ее в зернах полевого шпата, а иногда и в зернах кварца нужно рассматривать за подобные внедрения, но представленные в шлифе в поперечном сечении. Замечается, что в пятнах и полосках темнобуроватой массы, внедренной в зерна кварца, почти никогда не наблюдается образований эпидота, тогда как темнобуроватая масса, находящаяся в зернах полевого шпата, часто усажена зернами эпидота, которые иногда так обильны, что на месте полевого шпата сохраняются небольшие его остатки, пятна темнобуроватой массы и редкие зерна рудных минералов.

b) Породы, бедные кварцем (макроскопически).

Это темнозеленые плотные, часто сильно сланцеватые породы, ранее описывавшиеся под названием зеленокаменных. Эти породы настолько сильно метаморфизованы, что в настоящее время очень трудно судить об их происхождении. Несомненно, большая часть из них принадлежит к обломочным — туфам и туфовым сланцам, как это будет видно из нижеприведенного описания, но, повидимому, среди них встречаются и массивные изверженные породы, образующие жилы. Но последние настолько сильно метаморфизованы, что о первичных составе и структуре их судить очень трудно, тем более, что они вследствие метаморфизма приобрели тот же состав, что и обломочные, и только по формам залегания иногда приходится относить их скорее к жильным, чем к обломочным. Так, например, породу из обн. №№ 80, 81, а также породы, находящиеся к NW от названного обнажения, образующие жилообразные тела в серицитово-кварцевых сланцах, по форме залегания нужно считать жильными породами. Эти породы очень сильно метаморфизованы и по составу и даже

строению сильно походят на метаморфизованные обломочные. Такие породы у нас на карте выделены под названием измененных основных изверженных пород.

На основании рассмотрения образцов и шлифов пород описываемой подгруппы мы можем параллелизовать их с породами предыдущей подгруппы.

Различие их заключается в полном или почти полном отсутствии порфировых выделений кварца в данных породах.

Сходство же — в следующем:

a) Тождество полевых шпатов.

Для полевых шпатов данных пород сделано 11 измерений, из которых следует, что полевой шпат принадлежит альбиту №№ 0 — 9. Некоторые измерения дают двойственные и тройственные решения, но если мы примем во внимание $2V$, то везде большие номера плагиоклазов придется отбросить.

Результаты измерения полевых шпатов:

BNm	*BNp*	№ плагиоклаза.	Закон двойника.	$2V$	№ образца.
14,5°	81°	9	[001]		172a
15°	82°	6	[001]	+ 81°	172b
16°	84°	5	[001]	+ 81°	128a
76 или 14°	90°	4 или 1	$\perp$ (010) или [001]	+ 76°	$99g_2$
14,5°	83,5°	5	[001]		$99g_2$
18°	87°	1	[001]	+ 78°	„

b) Тождество основных масс.

c) Тождество всех изменений в породах.

Отсутствие кварца, имеющего форму разнообразных обломков, несколько затрудняет отнесение данных пород к обломочному типу, но что они принадлежат, несомненно, к таковым, это ясно следует уже из одного макроскопического рассмотрения образцов. Во многих случаях мы видим неоднородное строение пород, состоящих из обломков разной величины и формы. Примером может служить образец 122c.

Так как рассматриваемые породы сравнительно мало содержат вкрапленников более или менее значительных размеров, а состоят главным образом из мелкообломочной массы, то они более сильно спрессованы и имеют более плотное сложение, чем предыдущие туфы и туфовые сланцы. Этим значительно сильнее замаскировано их первоначальное строение, и благодаря этому редко наблюдается осадочный материал, являющийся цементом обломков. Если среди данных пород встречаются такие, которые с трудом могут быть отнесены к обломочным, то встречаются и такие ($99g_3$), которые, несомненно, должны быть отнесены к песчано-глинистым сланцам, подобным образцу 88c.

Подобно предыдущим, данные породы перемежаются с метаморфизованными осадочными—мраморизованными известняками, песчано-глинистыми, хлорито-известковыми и др. сланцами, при чем иногда можно наблюдать постепенные переходы от туфов к туфовым и песчано-глинистым сланцам (обн. № 99g).

Эта перемежаемость местами весьма частая; так, например, на склоне с. Брагиной туфы и туфовые сланцы перемежаются с мраморизованными известняками, при чем мощность слоев нередко измеряется 1—2 верш.

Вообще же нужно заметить, что туфы как одной, так и другой подгруппы сильно походят на порфиры и порфириты. Чем больше кусков одного и того же порфира присутствует в спрессованной обломочной породе, тем труднее ее отличить от массивной, а если имеются только обломки порфира, то ее почти невозможно отличить от динамометаморфизованного порфира.

Но какими порфировыми породами сложены наши туфы и туфовые сланцы? Были ли это порфиры типа описанных нами альбитофиров, т.-е. в одном случае кварцевые, а в другом фельзитовые, или же это были более основные породы.

На поставленный вопрос определенно ответить трудно, можно лишь сказать, что в сложении туфов, повидимому, принимают участие порфиры и порфириты.

Такие туфы, как образцы 99a, 99h, нужно полагать, сложены материалом кварцевых альбитофиров, подобных нами описанным, тогда как другие, особенно бескварцевые, скорее, сложены более основными породами. Основанием для последнего может служить следующее.

Минералогическое изменение наших альбитофиров, как кислых пород, ограничилось образованием почти исключительно одного серицита, к которому лишь в некоторых случаях, и то в незначительном количестве, прибавляется хлорит. Обильное же развитие хлорита и эпидота в туфах и туфовых сланцах должно объясняться присутствием материала более основных пород, хотя бы гранодиоритовой магмы.

Если мы сравним минералогическое изменение мало метаморфизованного эпидиоритового порфирита (5) и сильно метаморфизованных туфов и туфовых сланцев, то найдем между ними общее и придем к заключению, что большая часть туфов и туфовых сланцев сложена, скорей всего, материалом порфиритов, состава диоритового порфирита (5), а быть может, и еще более основного. В пользу этого, кроме того, мы можем указать на наличие обломков порфировых пород с микролитовой основной массой, которые в некоторых случаях нацело слагают туфы. Примером последних могут служить темно окрашенные туфы обр. 140, 182a и 182b, а также туф или брекчиевидный порфирит обр. 69b. Туфы обр. 140, 182a и 182b чрезвычайно обогащены рудными минералами, а в породе 69b, кроме того, наблюдаются довольно крупные кристаллы роговой обманки. Наличие роговой обманки и микролитовой основной массы уже указывает, что эти породы менее кислы, чем альбитофиры; в этом мы еще более убеждаемся по приводимому анализу породы 182b. Последняя принадлежит к разряду туфов и почти нацело сложена материалом порфировой породы (порфирита) с микролитовой основной массой.

Туф обр. 182b окрашен в темносерый, почти черный цвет и изредка содержит фенокристаллы полевого шпата.

Под микроскопом различаются сильно карбонатизированные порфировые выделения полевого шпата и участки вторичного кварца, лежащие в микролитовой основной массе, чрезвычайно сильно обогащенной рудным веществом.

В породе, кроме того, наблюдаются хлорит, карбонат и редко эпидот.

Анализ этого туфа:

	Вес %	Пересчет на 100	Мол. кол.		
SiO_2	59,5%	61,86%	1,026	1,035	
TiO_2	0,7 „	0,73 „	0,009		
Al_2O_3	13,8 „	14,33 „	0,140	0,229 R_2O_3	
Fe_2O_3	9,9 „	9,99 „	0,089		
FeO	1,8 „	1,87 „	0,026	0,149 RO	0,243 $\overline{RO}$
CaO	3,7 „	3,84 „	0,069		
MgO	2,1 „	2,18 „	0,054		
K_2O	0,7 „	0,73 „	0,008	0,094 R_2O	
Na_2O	4,3 „	4,47 „	0,086		
V_2O_5	0,3 „				
CuO	0,3 „				
Пот. при прок.	3,3 „				
	100,10%	100,00%			

Магм. форм. 1,1 $\overline{RO} . R_2O_3 . 4,5\ SiO_2$

Коэфф. кисл. $\alpha = 2,2$

$R_2O : RO = 1 : 1,7.$

Анализ показывает, что материал, слагающий данную породу, принадлежит к бисиликатной магме средней кислотности, резко отличающейся от кислой магмы альбитофиров.

Кроме того, из этого анализа следует, что непрозрачная пыль в значительной своей части является рудным веществом, представленным Fe_3O_4, $FeTiO_3$ и Fe_2O_3. Подобная пыль, как мы видели выше, встречается очень часто и иногда в большом количестве.

Сильная эпидотизация полевых шпатов туфов и туфовых сланцев есть результат сильного метаморфизма пород. Наличие же альбитов, вместо более основных полевых шпатов, повидимому, есть результат альбитизации пород.

Скажем еще несколько слов относительно темносерой с буроватым оттенком массы, часто встречающейся в туфах и туфовых сланцах. По всей вероятности, это есть мелко измельченный материал, представляющий смесь перетертого порфирита, темноцветных минералов, мергелистого вещества и пр., — смесь, могущую дать при метаморфизме новообразования хлорита и эпидота. Последний иногда выкристаллизовывался в виде хорошо образованных кристаллов, допускающих оптические исследования. Для эпидота определено:

$$2V = -74°;\ Ng - Nm = 0,015.$$

Упомянутая смесь перемешана с обломками пород, слагающими породу, почему и имеет то особенное расположение, какое было отмечено ранее.

В. ПОРОДЫ, МЕТАМОРФИЗОВАННЫЕ РУДНЫМИ (ГИДРОТЕРМАЛЬНЫМИ) РАСТВОРАМИ.

Породы, которые мы более или менее определенно можем отнести к означенной группе, расположены в три полосы. Одна проходит через Белоусовское месторождение; она включает месторождение и представлена перемежаемостью разных сланцев; другая, представленная преимущественно серицитово-кварцевыми сланцами, лежит к NE от первой и проходит через Гребенюшинское месторождение, третья, состоящая из серицитово-кварцевых сланцев и окремненных фельзитов, слагает хребет г. Гребенюхи и проходит по вершине с. Брагиной. Если породы двух последних полос можно проследить на значительном протяжении на заснятой площади, то породы первой полосы можно наблюдать только на выходе месторождения и изучать по колонкам буровых скважин. Почти все породы данной группы являются производными, главным образом, из глинистых сланцев и лишь вторичные кварциты—результатом метаморфизма фельзитов.

Изучая подробно эти породы, мы можем установить последовательные стадии изменения глинистых сланцев вплоть до полной их перекристаллизации.

Ранее было указано, что в начальной стадии метаморфизма в глинистых сланцах образуется тонкозернистая масса кварцевого вещества, очень часто усеянная мелкими пластинками светлозеленоватого серицита, а иногда одновременно и хлорита.

При дальнейшей метаморфизации глинистых сланцев замечается двоякий ход изменения их, приводящий в одних случаях к образованию хлоритово-серицитово-кварцевых, а в других—хлоритовых сланцев.

а) В первом случае наблюдается перекристаллизация кварцевого вещества при развитии хлорита, серицита и, может быть, талька. Зерна кварца имеют уже не такие мелкие, неопределимые даже при больших увеличениях (× 105), размеры, а приобретают более значительную величину, допускающую оптические определения; узкие, изогнутые пластинки хлорита и серицита также увеличиваются в своих размерах. В некоторых случаях подобная перекристаллизация захватывает лишь отдельные участки, при чем замечается постепенный переход от сильно перекристаллизованного к слабо перекристаллизованному материалу; в других же случаях она захватывает всю породу, вследствие чего последняя приобретает характер хлоритово-серицитово-кварцевого сланца.

Если удается довольно отчетливо проследить ход перекристаллизации кварцевого вещества, то не менее ясно наблюдается постепенное (по мере перекристаллизации) обогащение сланцев хлоритом и серицитом. Последние из весьма мелких и очень частых пластинок и точечных пятнышек, улавливаемых при больших увеличениях, постепенно разрастаются в более значительные пластинки. Эти пластинки, соединяясь друг с другом, образуют более крупные пластинки, которые, в свою очередь, разрастаясь, образуют уже мелкие полоски и даже целые прослоечки.

Хлорит и серицит проявляются совместно и распределяются так: на полосках серицита светлозеленоватого цвета различаются вытянутые неправильные участки и полоски хлорита, имеющего интенсивную зеленую окраску, со слабым плеохроизмом и низкими цветами поляризации, и, наоборот, на полосках зеленого хлорита наблюдаются светлые полоски серицита с довольно высокими цветами поляризации.

Таким образом, путем метаморфизации глинистые сланцы, особенно, если принять в расчет песчанистый материал, дают хлоритово-серицитово-кварцевые сланцы.

b) Во втором случае замечается обильное развитие почти бесцветного хлорита, при чем сохраняется в прежнем виде тонкозернистая трудно определимая масса кварца (?), которая лишь иногда и притом отдельными участками перекристаллизовывается более сильно.

В каких взаимоотношениях с хлоритом находится вышеупомянутая тонкозернистая кварцевая масса, сказать определенно трудно, но можно думать, что хлорит, скорее, образуется благодаря привносу вещества извне и за счет кварцевой массы, чем в связи с изменением первоначального состава породы.

В начальной стадии метаморфизма весьма мелкие чешуйки и точечные пятнышки хлорита располагаются между зернышками кварца; при более сильном образовании хлорита, кварцевая масса сохраняется в прежнем виде, но занимает меньшие поля, но, когда хлорит образует более или менее значительные сплошные прослойки, она встречается лишь участками, при чем в последних хлорит встречается в виде мелких и редких пластинок.

Нередко хлорит образует сплошные поля, чаще же его полоски перемежаются с полосками тонкозернистой кварцевой массы.

В том случае, если в породе присутствует песчанистый материал, песчинки, принадлежащие главным образом кварцу, оказываются окруженными хлоритом, сплошь заполняющим пространство между ними.

Если мы допустим подобное развитие хлорита в более широком масштабе, то придем к образованию чисто хлоритовых сланцев, и тогда нам не трудно будет понять ту частую и неопределенную перемежаемость чисто хлоритовых и разных серицитово-кварцевых прослойков, какая наблюдается на выходе Белоусовского месторождения и в кернах буровых скважин. Хлоритовые прослойки имеют самую разнообразную мощность, изменяющуюся от нескольких миллиметров до $1^1/_2$ арш. На выходе месторождения хорошо наблюдается, что хлоритовые прослойки, проходящие в хлоритово-кварцевых и кварцитовых сланцах, скоро выклиниваются по простиранию, а затем в том же направлении начинаются новые и т. д.

Из сказанного следует, что при метаморфизме глинистых сланцев в одних случаях породы обогащаются кварцем, а в других — хлоритом. Спрашивается, чему же обязано такое явление: первичному ли составу пород или же привносу вещества извне? Нам кажется, что справедливее последнее, т.-е., что разнообразие сланцев обязано материалу, привнесенному гидротермальными растворами. Влияние первоначального состава пород если и сказывалось при этом, то не так сильно.

При таком толковании сложные взаимоотношения прослойков различных сланцев становятся более понятными, так как состав их зависит от тех путей, по которым поднимались гидротермальные растворы, привносящие то или иное вещество.

Близкими к хлоритовым сланцам являются хлоритово-кварцевые, отличающиеся от них бо́льшим количеством кварцевого вещества, преобладающего над хлоритом, и присутствием песчанистого материала. Размеры песчинок, главным образом кварца, обыкновенно колеблются около $^1/_8$ мм. в диаметре, реже достигают $^1/_2$ мм., и, как исключение, встречаются линзы ($1 \times {}^1/_2$ мм.), придающие породам порфировидную структуру.

Макроскопически такие породы напоминают метаморфизованные порфиры, но микроскопические наблюдения не подтверждают этого. Неправильная форма зерен кварца, обломанные, а также и округленные очертания их заставляют относить дан-

ные породы к метаморфизованным песчано-глинистым сланцам, содержащим иногда довольно крупные зерна кварца, подобно тому, как было отмечено выше в известняке обр. 96с.

В хлоритово-кварцевых и хлоритовых сланцах часто приходится наблюдать развитие серицита. Последний во многих случаях так наглядно образуется за счет хлорита, что не приходится особенно задумываться над этим. Так, например, в полосках хлорита в самом разнообразном направлении разбросаны весьма мелкие кристаллики серицита, имеющие вид коротких тонких пластинок. Местами они скучены, местами они имеют большую величину, при чем нередко наблюдается, что один кристалл соприкасается с другим, сливается с ним, и, таким образом, пластинки серицита частично замещают вытянутые пластинки хлорита.

Несомненно, что в приведенном примере серицит образовался позже и в массе хлорита, так как в противном случае совершенно не понятно, почему мелкие пластинки серицита лежат в направлении косом или перпендикулярном к удлиненным пластинкам хлорита.

Процесс серицитизации здесь, повидимому, идет по уравнению [1]):

$$3H_8Mg_5Al_2\,Si_3O_8 + K_2CO_3 + 14CO_2 = 2H_2KAl_3Si_3O_{12} + 10H_2O + 15MgCO_3 + 3SiO_2.$$

Таким путем образована значительная часть серицитово-кварцевых сланцев подгруппы „a“ (см. стр. 53).

Разумеется, нет основания отрицать образование серицитово-кварцевых сланцев и другим путем—путем метаморфизма глинистых сланцев, когда серицит развивается либо один, либо совместно с хлоритом.

В этом случае образование серицита происходит вследствие изменения глинистого вещества и идет по уравнению [1]):

$$3H_4Al_2Si_2O_9 + K_2CO_3 = 2H_2KAl_3Si_3O_{12} + CO_2 + 4H_2O.$$

Таким путем, повидимому, образована значительная часть серицитово-кварцевых сланцев подгруппы „b“ (см. стр. 53).

Остается сказать еще несколько слов о серицитово-тальковых и кремнистых сланцах, также образовавшихся, повидимому, из глинистых сланцев. Первые—путем отталкования сланцев, подобного хлоритизации, обязанного привносу материала гидротермальными растворами. Вторые—путем окремнения глинистых сланцев и превращения их в тонкозернистую кремнистую массу, весьма похожую на кварцевую массу филлитовых глинистых, а также некоторых хлоритово-кварцевых и серицитово-кварцевых сланцев.

Тальковые сланцы обнаружены только благодаря химическому анализу, так как другим путем невозможно отличить мелкопластинчатый серицит от такого же мелкопластинчатого талька, не допускающего оптических измерений. Весьма вероятно, что в некоторых случаях тальк принят за серицит, а тальковые сланцы названы серицитовыми. Допуская это, мы все же должны заметить, что тальк в наших

---

[1]) А. Заварицкий. Изменения в боковых породах Зыряновского рудника. Записки Горн. Инст., 1910 г.

породах вообще играет меньшую роль, чем серицит, так как последний довольно часто встречается в пластинках, позволяющих произвести для него оптические измерения.

Таким образом, рассматриваемая группа может быть представлена следующими породами.

1. Хлоритово-серицитово-кварцевые сланцы (13, 21c, 36b и колонки скважин).

Эти сланцы окрашены в светлозеленоватые цвета с различными буроватыми и розоватыми оттенками, зависящими от окисления пирита, импрегнированного в сланцы. Они имеют тонкосланцеватое строение и часто плойчаты, подобно филлитовым глинистым сланцам. Сланцы состоят главным образом из кварца, хлорита, серицита и рудных минералов. Количество слагающих минералов значительно колеблется, в зависимости от чего сланцы получают не одноименные, а комбинированные названия, при чем преобладающий минерал в названии стоит на последнем месте.

2. Хлоритовые сланцы (6, 7a, 7b, 21d и колонки скважин).

Породы окрашены в зеленый цвет с различными оттенками, придающими сланцам то светлую, то темную окраску; они жирны наощупь и царапаются ногтем. Строение их тонкосланцеватое и волокнистое.

Под микроскопом хлоритовые сланцы состоят почти из одного почти бесцветного, со слабым зеленоватым оттенком, тонкопластинчатого хлорита. Тонкопластинчатый характер хлорита служит препятствием определению его оптических констант. Только в некоторых случаях пластинки хлорита по размерам достаточны для оптического исследования. Для хлорита определено: $2V = +0°$; $Ng - Nm$ 0,003 — 0,004.

В хлоритовой массе иногда наблюдаются зернышки кварца, которые местами образуют скопления, вытянутые в некоторых случаях в полоски. Пластинки хлорита иногда усеяны очень мелкими чешуйками серицита, расположенными вытянутостью то независимо от сланцеватости, то по ней. Местами эти чешуйки часты, скучены; местами они разрастаются до более значительных пластинок серицита, располагающихся вдоль пластинок хлорита и часто нацело замещающих последние.

Анализ [1]) хлоритового сланца обр. 21d, дает следующий состав породы:

SiO_2	29,03%
Al_2O_3 и TiO_2	23,19 „
Fe_2O_3	0,16 „
FeO	4,32 „
MgO	30,82 „
P_2O_5	0,18 „
F	0,20 „
Пот. при прок.	12,11 „
	100,01%

т.-е. порода состоит почти из чистого хлорита.

[1]) Анализ выполнен Л. Э. Шарловым в лаборатории Геологического Комитета.

3. Хлоритово-кварцевые сланцы (21b, 21c и колонки скважин).

Макроскопически породы представлены плойчатыми темнозелеными сланцами, состоящими главным образом из кремнистой массы, по неправильным плоскостям сланцеватости которой проходят прослойки, часто в виде примазок, темнозеленого хлорита. Такое взаимоотношение хлорита и кремнистого вещества позволяет говорить о перемежаемости слоев хлорита и кварцевого вещества, что и подтверждается микроскопическими наблюдениями.

Кварцевое вещество в громадном большинстве случаев преобладает над хлоритом, вследствие чего породы имеют вид кремнистых сланцев, прорезанных отдельными то узкими, то более широкими изогнутыми лентами почти бесцветного хлорита.

4. Серицитово-кварцевые сланцы.

В зависимости от состава пород и степени метаморфизма мы разделим эти сланцы на две подгруппы:

a) Тонкосланцеватые и плойчатые породы, окрашенные в белый, светложелтый и светлозеленый цвета; они встречены при изучении колонок скважин Белоусовского месторождения.

Сланцы являются довольно сильно перекристаллизованными породами и состоят из кварца, серицита, хлорита, зерен карбоната и рудной вкрапленности.

Кварц встречается или в виде отдельных зерен, вообще неправильной формы и разной величины, или в виде тонкозернистой массы, часто перекристаллизованной в более крупнозернистый аггрегат. Особенно сильно он перекристаллизован у вкрапленников пирита, где кварц большею частью приобретает форму столбиков.

Серицит присутствует в значительном количестве и образует либо тонкие и узкие пластинки, либо полосы, иногда имеющие спутанно-волокнистое строение. Хлорит и карбонат играют подчиненную роль.

b) Сильно кремнистые породы (4, 5, 81, 86, 92—95, 100d, 101b, 102b, 103, 106, 109, 128h, 128k, 169b, 179), в некоторых случаях близко стоящие к кремнистым сланцам. Обычно они тонкосланцеваты и окрашены в белые и светложелтые цвета.

Местами (обн. №№ 86, 94) встречаются грубосланцеватые разности, большею частью состоящие из плотной кремнистой массы, по неправильным плоскостям сланцеватости которой отлагаются чешуйки серицита. В кремнистой массе местами встречаются мелкие зерна кварца, которые лишь в исключительных случаях наблюдаются в тонкослоистых серицитово-кварцевых сланцах. В последних они образуют узелки, вследствие обволакивания их серицитом и тонкозернистой сланцеватой кремнистой массой.

Микроскопическое исследование устанавливает, что описываемые сланцы состоят из весьма тонкозернистой кремнистой массы, подобной той, какую мы наблюдали в филлитовых глинистых сланцах, и прорезанной мелкими пластинками серицита. Эта масса, повидимому, есть не что иное, как метаморфизованная масса глинистого материала. Она лишь иногда перекристаллизована более сильно, что выражается в образовании более крупнозернистого кварца, распределенного то равномерно по всей массе породы, то отдельными участками.

Серицит встречается вообще в небольшом количестве, и только в более перекристаллизованных местах он проявляется в виде частых тонких пластинок.

В кремнистой массе пород разбросаны зерна кварца, имеющие разную величину и форму. Последняя вообще неправильная, но иногда имеет кристаллический облик. Замечается облачное угасание кварца.

По составу и сложению данные породы до некоторой степени напоминают вторичные кварциты, вследствие чего иногда весьма трудно решить вопрос, куда их относить: к метаморфизованным осадочным или к изверженным породам.

То обстоятельство, что во многих случаях наблюдаются метаморфизованные песчано-глинистые сланцы и что в громадном большинстве случаев более крупные зерна кварца имеют округленную и неправильную форму, дает нам основание считать, что породы рассматриваемой подгруппы образованы из метаморфизованных песчано-глинистых сланцев.

5. Серицитово-тальковые сланцы.

Эти сланцы тонкосланцеваты, плойчаты и окрашены преимущественно в светло-зеленоватые цвета, иногда с желтоватыми оттенками. Они жирны наощупь и царапаются ногтем. Серицитово-тальковые сланцы встречены только при изучении колонок скважин Белоусовского месторождения.

Нижеприведенный анализ [1]) свидетельствует о химическом составе пород и указывает на то, что данные сланцы состоят почти из чистого талька, при небольшом количестве серицита, при чем последний принадлежит как натровой, так и калиевой слюде.

Кроме того, в состав серицитово-тальковых сланцев входит карбонат и вкрапленность рудных минералов.

SiO_2	61,28%
Al_2O_3	1,65 „
Fe_2O_3	0,53 „
FeO	4,49 „
MgO	29,35 „
CaO	1,05 „
Na_2O	0,26 „
K_2O	0,34 „
Пот. при прок.	0,39 „
	99,34%

6. Кремнистые сланцы (21a, 21b, 21k, 35b и колонки скважин).

Это большею частью светлозеленоватые сланцеватые и плойчатые породы, не царапающиеся ножом. Под микроскопом они состоят из однородной тонкозернистой сланцеватой кремнистой массы, в которой лишь кое-где разбросаны весьма мелкие пластинки серицита и весьма мелкие пятна хлорита. Как исключение, в кремнистой массе встречаются более крупные зерна кварца, имеющие большею частью округленные очертания.

[1]) Анализ произведен И. П. Вревской в лаборатории Геологического Комитета.

7. Вторичные кварциты (окремненные фельзиты) (113, 143, 176, 178).

Породы залегают большею частью в виде пластовых жил, иногда лишь слабо отклоняющихся от залегания боковых пород, и реже в виде явно секущих жил.

Цвет кварцитов изменяется от светложелтого до темносерого, что зависит от количества железистого пигмента. Розоватые и красные оттенки обязаны окислению рудных минералов.

Макроскопически это плотные, однородные, с раковистым изломом породы, несущие порфировые выделения стеклянно-прозрачного кварца, которые так редки и мелки (около $^1/_2$ мм. в поперечнике), что не всегда различаются невооруженным глазом.

Кварциты часто пересечены жилками молочно-белого кварца, иногда имеющими вид густой сети. Изредка в жилках встречается вкрапленность рудных минералов (*PbS*, FeS_2 и др.).

Микроскопически породы представлены тонкозернистой несланцеватой массой слабо облачно угасающего кварца, в которой находятся вкрапленники только одного кварца. Угасание последнего или ровное, или весьма слабо облачное. Вкрапленники кварца большею частью имеют сглаженные, слабо округленные контуры, но иногда бывают правильной кристаллической формы. Нередко замечаются бухты коррозии.

Рассматриваемые породы настолько сильно метаморфизованы, что трудно сказать, из каких пород они образованы. Основываясь на идиоморфной форме вкрапленников кварца, иногда обладающих бухтами коррозии, мы можем полагать, что первоначальными породами были фельзиты, которые под влиянием силицификации изменены в кварциты.

Такого же мнения мы, повидимому, должны придерживаться и относительно вторичного кварцита, встреченного в обн. № 143. Порода окрашена в темнокрасный цвет и залегает в виде пластовой залежи (жилы), мощностью в 1—2 арш. Кварцит состоит из мелкозернистой массы кварца, часто усеянной пылью гематита (?) и часто пересеченной жилками молочно-белого кварца.

ГЛАВА V.

Геологический очерк, тектоника, метаморфизм.

Если мы выделим свиты, основываясь на петрографическом составе пород, слагающих более или менее значительные площади, и будем рассматривать геологические разрезы (табл. IV и V), то проследим следующее:

1. Кристаллические сланцы.

2. Метаморфизованные песчано-глинистые и песчано-известковые сланцы (хлоритово-кварцевые и хлоритово-известковые сланцы), в которых проходят прослойки, мощностью в 1—2 арш., глинистых, углисто-глинистых сланцев и пластообразные залежи кварцевых альбитофиров.

О мощности свиты судить трудно, так как породы местами смяты; можно лишь привести ширину полосы этих пород, выражающихся в $2^1/_2$—3 в.

Залегание пород: простирание NW 300—320°, падение ∠ 40—50° к NE, но ближе к полосе кристаллических сланцев угол падения увеличивается, доходит почти до вертикального с наклоном к NE. Элементы залегания здесь часто затемняются вследствие местной складчатости, приводящей местами к плойчатости.

3. Порфироиды (рассланцованные альбитофиры), перемежающиеся с прослойками углисто-глинистых и кремнистых сланцев, при чем преобладают порфироиды. Мощность прослойков колеблется от 1 см. (и меньше) до аршина, реже до одной сажени и несколько больше.

В рассматриваемой свите изредка встречаются прослойки туфов, бедных кварцем, мощность которых меняется от 1 д. до 1—3 арш.

Породы этой свиты сильно смяты — они образуют антиклинорий.

Мощность свиты по условиям залегания определить невозможно, можно лишь привести видимую ширину в $^3/_4$—1 в. и сказать, что ее мощность, повидимому, гораздо менее этой цифры.

В верхах этой свиты залегает Белоусовское месторождение, в висячем боку которого находятся сильно метаморфизованные породы: серицитовые, тальковые, хлоритовые и менее метаморфизованные филлитовые глинистые сланцы.

4. Хлоритово-известковые сланцы с прослойками рассланцованных альбитофиров и бедных кварцем туфов и туфовых сланцев; мощность прослойков колеблется большею частью около 1 арш. Мощность свиты около 175 м. Хлоритово-известковые сланцы залегают спокойно и лишь местами частично смяты — простирание их NW 310°, падение к NE ∠ 40—50°.

5. Перемежаемость порфироидов, туфов и туфовых сланцев, бедных кварцем, и известняков, в которых встречаются прослойки филлитовых глинистых и кремнистых сланцев. Мощность пластов сланцев, а иногда порфироидов и туфов меняется от 0,5 м. до 5—7 м., большею же частью она колеблется около 1 м. Местами (склон с. Брагиной, находящейся в 5 в. к SE от г. Гребенюхи) наблюдается очень частая перемежаемость мраморизованных известняков и бедных кварцем туфов и туфовых сланцев, при чем мощность прослойков тех и других пород иногда выражается 1—2 вершками.

В известняках проходят жилы фельзитовых альбитофиров. Мощность свиты около 350 м.

6. a) Полоса серицитово-кварцевых сланцев, в которых проходят пласт белого мрамора и пластообразные залежи (жилы) сильно измененных основных изверженных (зеленокаменных) пород, по составу близких к туфам, бедным кварцем. Названные жилы, мощностью около 1 м., отчетливо выступают в тонкосланцеватых светложелтых серицитово-кварцевых сланцах. Последние часто пересекаются жилами молочно-белого кварца, следующими чаще по сланцеватости и реже косо к ней. Кварцевые жилы нередко приурочены к границе туфов и серицитово-кварцевых сланцев. Мощность жил меняется от 1 до $1^1/_2$ арш. У Гребенюшинского месторождения серицитово-кварцевые сланцы пересечены жилами вторичного кварцита (окремненного фельзита), подобного кварциту, слагающему гребень г. Гребенюхи.

Ни мощности, ни расположения этих жил более или менее точно установить не удается, так как местность прикрыта наносами, из-под которых жилы выходят лишь отдельными глыбами. На геологической карте эти глыбы нанесены; они располагаются в ряды, в каких направлениях, можно полагать, расположены и жилы.

Породы простираются в северо-западном направлении (около 310°) и падают к NE под углом 40—50°.

b) Полоса пород, несколько отличающихся по составу от предыдущих и представленных в одних случаях перемежаемостью известняков и мергелистых сланцев с не мощными прослойками серицитово-кварцевых сланцев, а в других — частой перемежаемостью известняков, мергелистых и серицитово-кварцевых сланцев (породы Гребенюшинского месторождения). Породы простираются в том же северо-западном направлении, от которого иногда отклоняются, благодаря местному смятию.

Мощность свиты около 175 м.

7. Туфы и туфовые сланцы, богатые кварцем. Мощность около 150 м.

8. Туфы и туфовые сланцы, бедные кварцем. Изредка в них проходят пластообразные залежи кварцевых и фельзитовых альбитофиров, мощность которых измеряется 2—4 м. Породы окрашены в зеленый и зеленовато-черный цвет, зависящий от того или иного количества углистого или рудного вещества. Эти окраски приурочены к тем или иным полоскам, и тем самым создается перемежаемость зеленых и черных слоев.

Туфы и туфовые сланцы секутся жилой вторичного кварцита (окремненного фельзита), подобного кварциту, слагающему гребень г. Гребенюхи. Эта жила имеет мощность в 1 саж. и проходит по сланцеватости пород. Мощность свиты около 250 саж.

9. Тонкосланцеватые серицитово-кварцевые сланцы, в которых проходят пласты туфов и туфовых сланцев, бедных кварцем. Сланцы секутся жилой вторичного кварцита (окремненного фельзита), проходящей согласно с простиранием пород, но круче падающей (около 70°) к NE. Жила имеет мощность от 5 до 10 саж. Она образует гребень г. Гребенюхи, который на поверхности тянется не сплошной непрерывной массой, а прерывается и состоит из нескольких частей. Очень возможно, что глубже эти части соединяются в одно тело. Менее мощный, до 0,5 саж., юго-западный конец гребня образует несколько выходов ступенчато сдвинутых к NE, на 1—2 саж. друг от друга.

Серицитово-кварцевые сланцы местами настолько сильно смяты, что становятся плойчатыми. Последнее особенно хорошо наблюдается на северо-восточном склоне г. Гребенюхи, где добывалась белая глина. Здесь в стенке шурфа (ямы) можно наблюдать сильно плойчатые тонколистоватые сланцы, от светложелтого до чисто белого цвета, легко растирающиеся в мелкий порошок. В виду того, что первоначальные ямы завалены, не удалось осмотреть ту глину, какую брали для своих нужд крестьяне, но нужно полагать, что она является не чем иным, как видоизменением (путем выщелачивания) тех же сланцев.

В нескольких местах описываемой свиты пород встречаются оруденения, из которых более сильное относится к гребню г. Гребенюхи, а более мелкие разбросаны по полосе серицитово-кварцевых сланцев.

Мощность свиты около 300 м.

10. Перемежаемость туфов и туфовых сланцев, бедных кварцем, и криноидных известняков.

Простирание пород, перечисленных в пунктах 5—10, NW 310—315°. Падение к NE, под $\angle$ 40—50°.

Таким образом, следует, что заснятая площадь сложена, главным образом, метаморфизованными осадочными и обломочными и реже изверженными породами.

Осадочные породы чрезвычайно мало и даже почти совсем не содержат фауны, почему до сих пор возраст их не установлен. Единственное указание на фауну мы находим в криноидных известняках, в которых, кроме криноидей и редко встречающихся одиночных кораллов, ничего другого не встречено. Кораллы имеют такую плохую сохранность, что точное определение их невозможно. Кроме того, в окварцованном песчанистом известняке на Гребенюшинском приске встречены остатки фораминифер. Нередко микроскопически их можно наблюдать в хорошей сохранности, но судить о возрасте пород по ним очень трудно.

К изверженным породам площади, прежде всего, относятся рассланцованные альбитофиры, представляющие в главной своей массе гипабиссальные интрузии, застывшие в виде пластовых жил и интрузивных залежей и прорвавшие осадочные породы, перемежающиеся с туфами.

Говоря о природе альбитофиров, мы должны заметить, что часто, вследствие сильного метаморфизма, очень трудно сказать, какие у нас порфиры: интрузивные или же эффузивные? И только внимательное изучение некоторых обнажений

проливает свет на природу главной массы альбитофиров. Так, в обн. № 33 можно наблюдать прослойки кремнистого сланца, в 0,5 — 1 см. мощностью, захваченные альбитофиром, который их пересекает. Подтверждением интрузивного происхождения альбитофиров, кроме того, являются обнажения №№ 70, 71, 72, в которых ясно выражено, что альбитофиры пересекают известняки и производят в них контактовые изменения. Последние указывают на несомненное интрузивное происхождение альбитофиров исследованной площади, если, конечно, породы из обн. №№ 70, 71 и 72 принадлежат к тому же извержению и той же магме, что и другие альбитофиры площади.

Нам кажется, что большая часть альбитофиров действительно являются одними и теми же породами, внедрившимися в одних случаях в известняки с образованием ясно выраженных контактовых явлений, а в других — в глинистые и песчано-глинистые сланцы, не сопровождаясь резкими контактовыми изменениями, которые к тому же были замаскированы последующим метаморфизмом.

Единственным отличием, кроме контактовых изменений, пород из обн. №№ 70, 71 и 72 от других альбитофиров площади является несколько меньшее динамическое изменение их, что можно приписывать влиянию пластичности вмещающих их известняков. Это само по себе небольшое отличие станет еще меньшим, если мы вспомним, что в нашем районе встречаются кварцевые альбитофиры, например обр. 47, которые весьма близки по степени динамометаморфизма к фельзитовым альбитофирам из обн. №№ 70, 71, 72.

Широкое же развитие на данной площади туфов не противоречит вышесказанному, так как туфы в большинстве случаев, как говорилось выше, сложены материалом пород более основных, чем альбитофиры, и только в некоторых местах туфы, богатые кварцем, нужно думать, образованы материалом, по составу подобным кварцевым альбитофирам.

Наличие таких туфов, естественно, должно указывать на излияние альбитофиров, происходившее в одно время с отложением осадочных пород и давшее перемежаемость туфов с известняками и сланцами. Иначе говоря, в нашей местности намечается два периода извержений порфиров, происшедших до проявления горообразовательных процессов; одни порфиры излились на поверхность и дали обломочный материал, а другие в виде частых жил проникли по наслоению осадочных пород.

Кроме альбитофиров, к изверженным породам относятся фельзиты, превращенные во вторичные кварциты, и диоритовый порфирит. Судя по тому, что они не несут следов динамометаморфизма, можно полагать, что они моложе рассланцованных альбитофиров. Взаимоотношения же их между собой совершенно не ясны. Помимо этого, следует отметить некоторые зеленокаменные породы, которые по условиям залегания стоят ближе к жильным, чем к обломочным породам—туфам.

Переходя к вопросу о тектонике, мы должны сказать, что породы нашего района имеют довольно однообразное простирание NW 300 — 320°, а также и падение к NE под ∠ 40 — 50 — 55°, каковые элементы залегания сохраняются на десятки верст по простиранию и на версты вкрест простирания пород. Такая простота и правильность строения нарушена у самого месторождения, где произошло местное смятие, захватившее часть толщи пород. Подобное же смятие в меньшем масштабе замечается в породах, лежащих между кристаллическими сланцами и Белоусовским месторождением.

Степень нарушения и его характер выражены на разрезе через Рудничную сопку (табл. V), на котором видно, что породы собраны в многократную волнистую складчатость, переходящую в плойчатость. На основании того же разреза мы заключаем, что Рудничная сопка представляет небольшой антиклинорий с размытым сводом, так как хлоритово-известковые сланцы конца сопки можно параллелизовать по тождеству состава и сложения с хлоритово-известковыми сланцами северо-восточной стороны сопки (висячий бок месторождения). Это самая крупная изогнутость, которую мы и отнесем к первой степени. Потом идет волнистая изогнутость второй степени с амплитудой около 90 м., в свою очередь собранная в повторную складчатость, амплитуда которой измеряется 4—7 м.; далее идет повторная волнистая изогнутость с уменьшающейся амплитудой, доходящей до едва различимой макроскопически и переходящей в микроскопическую плойчатость. Замечается, что оси перегибов (антиклинальные и синклинальные) всегда наклонены к NW под углом 20° к горизонту.

С подобными местными смятиями, только меньшего масштаба, мы встречаемся и в других местах на нашем участке. Эти зоны смятия вытянуты вдоль простирания пород, т.-е. параллельно смятию у Рудничной сопки, и лежат к NE от нее.

В этих местах расположены Гребенюшинский приск, оруденение у гребня г. Гребенюхи, Зудиловский приск и др.

Как собственно и можно было ожидать, динамометаморфизм сильнее всего сказался на породах первого смятия (Рудничная сопка), где порфиры особенно сильно рассланцованы—порфировые выделения кварца расплющены до толщины бумажных листов. К NE от Рудничной сопки степень динамометаморфизма постепенно уменьшается.

При описании пород мы не раз упоминали о разных видах метаморфизма: региональном и рудном, сильно изменивших наши породы. На нашем участке нет ни одной породы (за исключением порфирита обр. 5), которая не несла бы отпечатка сильного метаморфизма. Из-за последнего часто очень трудно установить первоначальную породу, что особенно относится к изверженным, а еще более к обломочным породам—туфам.

Наиболее свежими (кроме порфирита обр. 5), но все же претерпевшими метаморфизм, являются фельзитовые альбитофиры обн. №№ 70—73, залегающие в известняках.

Региональный метаморфизм выразился в динамическом и минералогическом изменениях пород. Под влиянием давления происходило не только рассланцовывание пород, но и небольшие передвижки, быть может, сопровождавшиеся разрывами сплошности по плоскостям наслоения. Это происходило в менее стойких породах и привело их к местным смятиям. Минералогическое изменение выразилось в перекристаллизации первичных пород и обогащении их вторичными минералами.

Некоторые породы настолько сильно изменены под влиянием регионального метаморфизма, что трудно судить о их первоначальном составе и структуре. Кроме кристаллических сланцев в этот период образовались разные хлоритовые, известково-хлоритовые, хлоритово-кварцевые и др. сланцы, в которых часто сохраняются признаки, по которым можно судить об их образовании из мергелистых, песчано-глинистых и глинистых сланцев.

В этот период появляются минералы: частично сульфиды (пирит), хлорит, кварц, серицит и др., принесенные гидротермальными растворами в конце периода регионального метаморфизма.

В этот же период появляется и эпидот, иногда обильно встречающийся в сланцах.

Вышеозначенные измененные породы обнажаются на большом протяжении к NW от Белоусовского рудника и залегают возле полосы кристаллических сланцев.

Вслед за региональным метаморфизмом, быть может, без какого-либо продолжительного перерыва во времени, поднялись гидротермальные растворы, проникшие по ослабленным местам (зонам смятия) и отложившие рудные и жильные минералы. Изменение пород, начатое при региональном метаморфизме, продолжалось, а новый поток растворов дал серию новых минералов. Ясно, что более сильно изменялись те породы, которые были на пути следования растворов. В этот период замечается более сильная силицификация, карбонатизация, оруденение, серицитизация и оталькование, о которых будет сказано при описании боковых пород Белоусовского месторождения. Образование хлорита если и происходило, то, повидимому, в небольшом количестве.

В этот период появились кварцевые жилы, местами часто пересекающие различные породы исследованной площади; например, на выходе месторождения они в разных направлениях пересекают сланцы и порфироиды. Размеры жил самые разнообразные, от 1—2 арш. до тонких прожилков. Иногда кварцевые жилы имеют характер бобовидных включений, наблюдаемых, например, в филлитовых глинистых сланцах.

Остается еще несколько остановиться на том явлении, что все наши породы, как то: песчано-глинистые и хлоритово-известковые сланцы, туфы и туфовые сланцы и альбитофиры, содержат щелочной полевой шпат, примерно, одного и того же состава, а именно альбит №№ 0—8.

Такое распространение альбита невольно заставляет задаться вопросом: не вторичен ли альбит?

Наличие таких пород, как сильно эпидотизированные и хлоритизированные туфы, состоящие из материала порфиритов, само собой разумеется, указывает на альбитизацию пород. Подтверждением того же процесса служит широкое развитие альбита в породах, а также то, что альбит наших пород тождествен:

а) альбиту карбонатово-кварцевых жилок, пересекающих филлитовые песчано-глинистые сланцы; измерения его:

№ 3—4; [001]; $BNm = 16{,}5°$; $BNp = 80°$ и № 4; [001]; $BNm = 16{,}5°$; $BNp = 82°$; $2V = +85°$; $Ng - Nm = 0{,}006$ . . . . . (скв. XI с глуб. 601′—616′).

b) альбиту в жилках, наблюдаемых на самом контакте альбитофира с известняками (обн. № 70); измерения его:

№ 3; [001]; $BNm = 14°$; $BNp = 83{,}5°$; $2V = +78°$; $Ng - Nm = 0{,}007$.

Вторичная природа альбита в жилках как в первом, так и во втором случаях несомненна.

Допуская вероятность альбитизации в нашем районе, мы в то же время должны заметить, что в альбитофирах альбит, весьма возможно, первичный. Указанием в пользу этого служит то, что в этих породах, кроме серицита и весьма редкого хлорита, других вторичных минералов не встречается. Мы никак не можем отождествлять материалы альбитофиров и туфов, за исключением некоторых из них, так как разно-

родные вторичные минералы должны зависеть не только от степени и рода метаморфизма, но и от первоначального состава и, быть может, больше от второго, чем от первого. Если бы мы допустили обратное, то не ответили бы на вопрос, почему в рядом лежащих, перемежающихся туфах и альбитофирах происходят такие резко различные минералогические изменения.

Процесс альбитизации, повидимому, нужно связывать с региональным метаморфизмом и нужно полагать, что он захватил большие площади, так как подобные же туфы и туфовые сланцы, далеко простирающиеся к NW и к SE от Белоусовского рудника, имеют такой же альбит.

ГЛАВА VI.

Рудные месторождения.

Расположение месторождений. На заснятой площади известен ряд месторождений, из которых Белоусовское является главным, а Гребенюшинское, Зудиловское, Шипулинское и некоторые другие — второстепенными. Тела рудных месторождений вытянуты согласно простиранию пород и прослежены на том или другом протяжении; так, Белоусовское разведано скважинами на протяжении около $1^1/_2$ км., Гребенюшинское—шурфами на 200—250 м.

Карта 1-верстного масштаба (табл. IV) наглядно выражает расположение месторождений по отношению друг к другу. Шипулинское месторождение расположено почти на линии простирания Белоусовского, лишь немного отступая от нее к SW, и отстоит от Рудничной сопки в $1^1/_2$ км. к SE. Гребенюшинское месторождение удалено от линии простирания Белоусовского к NE, но уже с другого, северо-западного его конца и отстоит от последней скважины (XIII) в $1^1/_2$ км. к NNW.

Железистая кварцитовая жила (обн. № 143) занимает промежуточное положение между Белоусовским и Гребенюшинским месторождениями. Оруденение у гребня г. Гребенюхи отстоит от Гребенюшинского месторождения на расстоянии 1 км. к NE.

Зудиловское месторождение еще более удалено к северу от Белоусовского; оно отступает несколько к NE от линии простирания гребня г. Гребенюхи и отстоит от последней на $1^3/_4$ км. к NNW.

Оруденение в туфах (обн. № 182) наиболее удалено от линии простирания Белоусовского месторождения. На линии простирания гребня г. Гребенюхи находится оруденение на юго-западном склоне с. Брагиной, находящейся километрах в 4 почти к E от Рудничной сопки.

Таким образом, почти все месторождения расположены в ступенчатый ряд и занимают площадь около 7 км. длиною и 4 км. шириною.

Замечается, что почти все месторождения приурочены к параллельным более или менее сильно смятым зонам („Scheare zone“), сложенным разными серицитовыми, тальковыми и серицитово-кварцевыми сланцами. Исключениями из этого являются: слабое оруденение (примазки малахита на плоскостях отдельности пород) в туфах (обн. № 182) на сопке Долгий Мыс, Зудиловское месторождение, находящееся в филлитовых углисто-глинистых и мергелистых сланцах, и, наконец, оруденение на юго-западном склоне с. Брагиной, находящееся в перемежаемости туфов, туфовых сланцев и известняков.

A. БЕЛОУСОВСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ.

a) Структурные соотношения.

1. Боковые породы и их изменение.

О породах, включающих месторождение, мы можем судить по обнажениям головы месторождения и по разрезам буровых скважин, так как других обнажений не имеется. Породы принадлежат сильно смятому поясу („Schearc zone“) перемежаемости глинистых, песчано-глинистых, углисто-глинистых сланцев и альбитофиров, а также серицитово-кварцевых, тальковых, хлоритовых и кварцитовых сланцев, которые, как ранее указывалось, собраны в мелкую складчатость, вплоть до плойчатости.

Так как за отсутствием обнажений нельзя непосредственно проследить продолжения свиты пород, наблюдаемых на выходе месторождения, до того места, где боковые породы были пересечены скважинами, то мы приведем отдельно характеристики их, а потом сопоставим друг с другом.

A. На выходе месторождения (от лежачего к висячему боку) обнажаются следующие породы:

1) В лежачем боку месторождения выходит филлитовый глинистый сланец, подобный обр. 25a.

2) Рудное тело месторождения, представленное перемежаемостью слабо и сильно оруденелых порфироидов и прослойков филлитового глинистого сланца.

3) Породы висячего бока, представленные сильно метаморфизованными сланцами, расположенными по удалению от рудного тела в такой последовательности:

a) хлоритовые, хлоритово-кварцевые и кварцитовые сланцы, часто перемежающиеся между собою. Эта перемежаемость иногда наблюдается отчетливо (обн. №№ 21a, 21d), но часто так запутана, что абсолютно невозможно проследить ее хотя бы на небольшом протяжении (1—2 саж.) как по простиранию, так и вкрест простирания пород. У самого рудного тела сланцы имеют более светлую окраску, каковая зависит от большого развития серицита. Подобно кварцевым альбитофирам на выходе рудного тела сланцы пропитаны лимонитом и окрашены в буроватые и желто-бурые цвета;

b) серицитово-кварцевые;

c) хлоритовые;

d) хлоритово-кварцевые;

e) кварцитовые (кремнистые) и

f) филлитовые глинистые сланцы.

Приведенный разрез пород висячего бока месторождения не выражает в точности действительности, так как в других, рядом лежащих, местах он несколько видоизменяется, что часто зависит от взаимоотношения различных хлоритовых и серицитово-тальковых сланцев.

4) Хлоритово-известковые сланцы, в виде мощной свиты лежащие на предъидущих породах.

В. Боковые породы, пересеченные скважинами, мы рассмотрим, расположив их в три группы, соответственно положению их по отношению к рудному телу.

1) Породы висячего бока представлены перемежаемостью (иногда очень частой) хлоритовых, хлоритово-кварцевых, кварцитовых (кремнистых), серицитово-кварцевых, кварцево-серицитово-тальковых, серицитово-тальковых и филлитовых глинистых сланцев. Мощность прослойков иногда измеряется миллиметрами, но обычно выражается в метрах (см. разрезы по скважинам, табл. VI). К перечисленным породам редко присоединяются прослойки филлитовых углисто-глинистых сланцев и пластообразные залежи альбитофиров. Филлитовые глинистые сланцы встречаются почти во всех скважинах и располагаются в некотором удалении от рудного тела, подстилая хлорито-известковые сланцы. Какой-либо закономерности в залегании тех или иных прослойков не замечается, и связать одни и те же прослойки, встреченные разными скважинами, не представляется возможным. Это дает основание ставить данные породы в полную аналогию с породами, встреченными на выходе месторождения и описанными в пункте 3. Мощность пояса этих пород меняется от 2 до 45 м.

2) Породы, перемежающиеся с рудными телами, представлены теми же сланцами, какие описаны в предыдущей группе, но с той разницей, что альбитофиры встречаются чаще, а филлитовые глинистые и углисто-глинистые сланцы — реже. Породы описываемого пояса являются той же свитой пород 1-ой группы, но значительно больше метаморфизованной и сильно оруденелой — вплоть до образования сплошных рудных тел. Мощность прослойков меняется от 1 до 2 фут. Мощность пояса достигает 15 м.

3) Почти всегда непосредственно лежачим боком месторождения являются углисто-глинистые сланцы; лишь иногда между последними и рудным телом проходит серицитово-кварцевый сланец, небольшой мощности (до 5 м.). Вообще же лежачий бок представлен перемежаемостью филлитовых углисто-глинистых сланцев и рассланцованных альбитофиров.

Таким образом ясно, что скважинами встречены те же породы, какие наблюдались и на выходе месторождения, но с той разницей, что скважинами, пересекшими более сильно оруденелые места, встречены и более сильно метаморфизованные породы. Альбитофиры, встреченные в скважинах, также перемежаются со сланцами и вполне тождественны альбитофирам, наблюдаемым на поверхности (измерения полевых шпатов тех и других альбитофиров сопоставлены в петрографическом очерке на стр. 41 и 42).

Переходя к характеристике изменения боковых пород, мы должны заметить, что породы подверглись двум видам метаморфизма — региональному и рудному, разграничить которые во многих случаях весьма трудно, а иногда прямо невозможно. Само собой разумеется, что боковые породы более всего были подвержены метаморфизму под влиянием рудных растворов, и чем далее породы находятся от рудного тела, тем менее сильно сказался на них рудный метаморфизм.

Для того, чтобы показать, как породы изменяются под влиянием этих видов метаморфизма, мы приведем сравнение пород, регионально метаморфизованных, и пород, метаморфизованных рудными растворами, при чем заметим, что рудный метаморфизм, как следовавший позже регионального, дополнял его.

Первоначальные породы.	Региональный метаморфизм.	Рудный метаморфизм.
Песчано-глинистые и глинистые сланцы.	Филлитизация сланцев: перекристаллизация кварцевого вещества, развитие серицита и хлорита. Образуются хлоритовые и хлоритово-кварцевые сланцы.	Окварцевание и серицитизация. Более сильная перекристаллизация пород—обогащение кварцем, обильное развитие серицита и до некоторой степени, повидимому, хлорита. От степени развития того или другого минерала мы получаем разные серицитово-кварцевые, хлоритово-кварцевые и даже чисто кварцитовые сланцы. Серицит часто развивается за счет хлорита, и в этих случаях образуются различные серицитово-кварцевые сланцы. Одновременно с серицитизацией идет оталькование пород, приводящее к образованию серицитово-тальковых и чисто тальковых сланцев. Говоря об этом, нужно отметить, что не вся толща рассматриваемых пород одинаково сильно подверглась изменению, а что кое-где встречаются прослойки более слабо метаморфизованных глинистых сланцев. Метаморфизации были подвержены те породы, которые более сильно смяты, так как по смятым местам свободнее всего могли циркулировать рудные растворы. Карбонатизация. Почти все сланцы более или менее сильно подвержены карбонатизации. Они несут или мелкие зерна, слагающие полоски по сланцеватости, или кристаллические линзы карбоната. Кроме того, сланцы пересечены карбонато-кварцевыми жилками, иногда содержащими рудные минералы. Карбонат, большею частью, бесцветен и лишь иногда имеет буроватый оттенок. Он принадлежит кальциту и доломиту. Кроме того, следует выделить третий карбонат—анкерит, вследствие того, что некоторые зерна имеют буроватый цвет и не вскипают с *HCl*. Кальцит встречается в виде мелких зерен; он сильно вскипает с *HCl* и покрывается бурой пленкой от действия $FeCl_3$. Доломит часто выкристаллизовывается в крупных кристаллах линзовидной формы (3×4 мм. и 4×5 мм.), придающих сланцам узловатый характер. С *HCl* доломит почти не вскипает и остается неизменяемым от действия $FeCl_3$. Замечается, что карбонатизация усиливается

Первоначальные породы.	Региональный метаморфизм.	Рудный метаморфизм.
		с глубиною, и что филлитовые глинистые и углисто-глинистые сланцы, встречаемые во 2-м и 3-м поясах боковых пород (см. стр. 65), пересеченных скважинами, гораздо богаче карбонатом, чем рядом лежащие серицитово-кварцевые и подобные им сланцы. Особенно сильно развит карбонат в лежачем боку месторождения, где филлитовые глинистые сланцы нередко представляют собою очень частую перемежаемость карбонатовых слоев и слоев слабо перекристаллизованного глинистого материала. Оруденение. Разные серицитовые, хлоритовые и тальковые сланцы несут то редкую вкрапленность рудных минералов (главным образом пирита), то довольно часто усеиваются ими и прорезаются рудными жилками. Чем ближе к рудному телу лежат породы, тем более сильно они импрегнированы рудными минералами и наоборот. Породы метазоматически замещаются рудными и жильными минералами так сильно, что от них сохраняются лишь небольшие остатки. Довольно ясно наблюдается, что филлитовые глинистые сланцы, встречаемые во 2-м поясе боковых пород, пересеченных скважинами, слабо оруденены.
Углисто - глинистые сланцы.	Изменяются подобно предыдущим породам.	Сланцы вообще слабо метаморфизованы. Несколько более сильно развивается кварц, а также серицит. Наоборот, карбонатизация в них сказывается очень сильно. Особенно это замечается в лежачем боку, где сланцы представляют собою весьма частую перемежаемость карбонатовых слоев и слоев углисто-глинистого материала. Оруденению сланцы подвержены слабо; оно выражается вкрапленностью пирита, редкими и небольшими жилками медного колчедана и цинковой обманки. Причиной слабого оруденения, а также и слабого изменения этих сланцев, повидимому, является то, что они залегают главным образом в лежачем боку месторождения.

Первоначальные породы.	Региональный метаморфизм.	Рудный метаморфизм.
Песчано-мергелистые сланцы, залегающие в висячем боку над филлитовыми глинистыми сланцами.	Перекристаллизация карбоната, перекристаллизация глинистого материала с образованием кварцевой массы альбита, хлорита и, быть может, серицита. Породы изменяются в хлоритово-известковые сланцы, которые при рудном метаморфизме подвергаются дальнейшему изменению.	Более сильная перекристаллизация карбоната, новообразование полевого шпата (альбита) и кварца. Породы приобретают мостововидную структуру и состоят из карбоната, альбита и кварца. Ближе к рудному телу развивается серицит, образующийся большею частью за счет хлорита. Оруденение почти не отражается на сланцах (редкая мелкая вкрапленность пирита и то ближе к филлитово-глинистым сланцам), так как они довольно значительно удалены от рудного тела и были защищены от рудных эманаций слоем глинистых сланцев.
Альбитофиры.	Рассланцованность пород; расплющенность фенокристаллов, образование серицита и довольно слабая перекристаллизация основной массы.	Более сильная перекристаллизация основной массы: обильное развитие кварца и серицита. В виду этого нередко трудно отличить альбитофиры, особенно фельзитовые альбитофиры и фельзиты, от серицитово-кварцевых сланцев, образованных из осадочных пород. Карбонатизация также довольно сильно сказывается на альбитофирах. Опять-таки карбонат встречается или в виде отдельных линз, или в виде мелких зерен и относится к кальциту и доломиту. Иногда по сланцеватости альбитофиров, находящихся в лежачем боку месторождения, проходят частые жилки карбоната. Оруденение. Альбитофиры несут редкую вкрапленность и жилки рудных минералов, а местами так сильно замещены рудными и жильными минералами, что от альбитофиров сохраняются лишь небольшие остатки. В этих случаях весьма трудно судить о первоначальных породах. Рудные и жильные минералы замещают не только основную массу, но и фенокристаллы кварца и полевого шпата.

Другие породы, как не принадлежащие к зоне боковых пород, нами не рассматриваются; в них весьма трудно разграничить изменения, вызванные региональным и рудным метаморфизмом. Но в том, что они подверглись хотя бы слабому рудному метаморфизму, не приходится сомневаться, так как, судя по разбросанности рудных месторождений и оруденелых мест, нужно полагать, что вся заснятая площадь была подвержена влиянию рудных эманаций.

2. Залегание месторождения.

На основании разрезов по буровым скважинам и выхода месторождения, а также литературных данных устанавливается, что рудное тело залегает согласно с вмещающими породами, т.-е. оно простирается на NW 310° и падает к NE под ∠ 40—55°.

Если мы будем рассматривать разрезы по скважинам (табл. VI), то увидим:

a) во всех скважинах лежачим боком месторождения является филлитовый углисто-глинистый сланец, в большинстве случаев резко отграничивающийся от рудного тела;

b) в висячем боку залегает филлитовый глинистый сланец и продукты его метаморфизации: серицитовые, хлоритовые и кварцитовые сланцы, при чем замечается, что филлитовый глинистый сланец расположен в удалении от рудного тела, а именно, он подстилает хлоритово-известковые сланцы, которые также наблюдаются во всех скважинах. Непосредственно висячим боком всегда служат серицитовые, тальковые и хлоритовые сланцы.

Подобное отношение рудного тела к вмещающим породам указывает на то, что мы имеем дело с рудным телом, согласно залегающим с боковыми породами, при чем не исключаются местные случаи, когда рудные жилки будут проходить не по наслоению пород, а косо к ним, так как в период динамометаморфизма в сильно смятой зоне свободно могли образоваться трещинки в самых разнообразных направлениях. В эти ослабленные места легко могли проникнуть рудные растворы и отложить принесенные минералы.

О частичном отклонении рудных тел от согласного залегания мы можем судить по колонкам некоторых скважин, напр. скв. XII и X. Первой скважиной встречены рудные жилки, пересекающие филлитовый глинистый сланец, а второй — контакт рудного тела и плойчатого углисто-глинистого сланца лежачего бока, срезающегося рудной жилой под ∠ 30° к сланцеватости.

Подобные указания на отклонения рудного тела от согласного залегания мы находим у Гривнака[1]), который приводит ряд рисунков, иллюстрирующих это (табл. VIII, фиг. 3, 4, 6). Но там же Гривнак говорит, что такие отклонения так незначительны и редки, что нисколько не нарушают основного согласного расположения рудного тела к боковым породам.

3. Форма и размеры.

Белоусовское месторождение не представляет одного сплошного рудного тела, а состоит из нескольких тел, имеющих общую мощность от 3 до 15 м.

Если мы будем рассматривать разрезы по скважинам в масштабе 1 : 1.000, то увидим несколько (от 1 до 4) сплошных рудных тел, имеющих мощность от 1 до 7 м.,

[1]) Гривнак. Рудные месторождения Алтая. Горн. Журн., 1873 г.

перемежающихся с прослойками оруденелых сланцев примерно такой же мощности. Но если мы увеличим масштаб раз в 6, то заметим, что почти все сплошные рудные тела распадаются на несколько (от 2 до 6) прослойков разной мощности (см. разрезы по скважинам, табл. VI[1]). Мощность разделяющих прослойков изменяется от 1 до 2 фут., мощность рудных тел — от 1 до 7 фут.

Не лишне здесь еще раз подчеркнуть, что разделяющие прослойки вообще более или менее сильно оруденелы, в большинстве случаев достаточно для промышленных целей, но иногда настолько сильно, что с трудом отличаются от сплошных колчеданистых руд. Переходы от рудных масс к безрудным (контакты), вообще, нужно считать более или менее резко выраженными. Последнее особенно хорошо наблюдается в тех случаях, когда образцы (колонки) вынуты непосредственно из самого контакта. Примером этого могут служить скважины X, XII, II-A, VII-A и др. Образец из скв. X (478′ — 484′) представляет собою контакт сплошной руды и почти совсем не оруденелого филлитового углисто-глинистого сланца.

На ряду с этим нередко мы встречаем и довольно постепенные переходы от сплошных колчеданов к вкрапленным сланцам. Переходные пояса в большинстве случаев небольшие, но в некоторых случаях они захватывают почти всю мощность разделяющих прослойков.

В литературе (Гривнак и др.) мы находим указания на то, что рудное тело Белоусовского месторождения не является однообразной рудной массой, а представляет ряд сужений и раздувов как по простиранию, так и по падению. Так, охристая зона местами раздувалась до 23 саж., но неоднократно суживалась до прожилков в 2 фута и менее. Обычная мощность ее около 1 саж., но нередко она раздувается до 7 саж. и суживается до прожилков. Было замечено общее сужение работавшейся части месторождения книзу, где мощность рудного тела достигала лишь 0,4 саж. Это принималось за выклинивание месторождения в глубину.

Нужно полагать, что означенное сужение отчасти связано с переходом из охристой зоны в колчеданистую, но нельзя отрицать и того, что факт сужения месторождения в глубину мог наблюдаться и в колчеданистой зоне, тем более, что разведочные работы посредством алмазного бурения устанавливают общее сужение месторождения в глубину, и что разведочные выработки на 8-м и 9-м этажах проследили жилу на SE почти до полного ее выклинивания. У того же Гривнака мы находим указания на дополнительные, сопровождающие основную жилу, рудные прожилки разной мощности, проходящие в некотором удалении (до 50 саж.) от основной рудной жилы. Как ранее указывалось, эти прожилки (ответвления от основной) часто, пройдя некоторое расстояние вкрест простирания боковых пород, далее прежних следуют опять согласно их наслоению.

Если мы взглянем на табл. VIII, а именно на план 9-го этажа выработок в колчеданистой зоне, то увидим, как неправильно идет жила по простиранию, как меняется ее мощность—от раздувов, выходящих из пределов выработки, до тонких прожилков.

Рудная жила не представляет одного сплошного тела как по простиранию, так и по мощности. По простиранию она прерывается, заменяясь боковыми породами, а через некоторый промежуток снова появляется. По мощности рудная жила раз-

[1]) На этой таблице, кроме разрезов в масштабе 1 : 1.000, приведены разрезы по скважинам VI, VII и VII-A в более крупном масштабе, а именно 1 фут в 2 мм.

бивается на несколько параллельных (два, три и более) рудных тел такого же характера, захватывающих зону до 10 саж. мощностью.

Скважины, понятно, не дают определенных данных на выклинивание рудных тел по простиранию, но то, что в рядом заложенных скважинах встречается разное количество рудных тел при разной мощности, указывает на это.

Резюмируя вышесказанное, мы приходим к выводу, что рудное тело состоит из ряда плоских, более или менее параллельных линз, повторяющихся по простиранию и проходящих по наслоению боковых пород.

Глубокие скважины (2-го ряда) показали, что рудное тело утоняется — сужается в глубину; так, мощность жилы на глубине 150 м. скважиной II-А определена лишь в 1′6″, а на глубине 180 м. скважиной VII-А определена в 3′6″; скважина XI-А хотя и пересекла на глубине 210 м. рудное тело шириною в 30′6″, но очень возможно, что, в виду искривления, она встретила жилу под очень острым углом, вследствие чего полученная мощность жилы может быть гораздо больше действительной. При подсчете запасов она взята нами в 8′6″, т.-е. такой, какая определена скв. XIII-А.

Сужение рудного тела мы должны, скорее всего, рассматривать за факт выклинивания месторождения в глубину, хотя категорически сказать этого мы еще не можем. Быть может, мы наблюдаем лишь пережим месторождения, за которым рудное тело может снова увеличиться по мощности, подобно тому, как мы наблюдаем пережимы рудных жил по простиранию месторождения. Только скважины 3-го ряда, заданные хотя бы на глубину 250 м., могут решить вопрос в том или ином смысле.

Допуская выклинивание месторождения в местах пересечения рудного тела скважинами I, II-А, VII-А, мы можем говорить о пологом (10 — 15°) склонении Белоусовского месторождения. К NW от скв. VII-А склонение становится круче, так как скважины XI-А и XIII-А встретили рудное тело значительной мощности, а именно в 8′6″.

Относительно верхней границы рудного тела можно сказать, что для участка между скв. V и I и далее к SE она достаточно хорошо определена прежними выработками, а именно, рудное тело простирается до рыхлых отложений.

Что касается участка между скважинами V и XIII, то нужно полагать, что здесь рудное тело, не достигая поверхности, выклинивается, так как канавы, проведенные в местах обнажения коренных пород, поперек простирания рудного тела, рудных масс не встретили. На табл. VII пунктиром проведены верхняя и нижняя линии, ограничивающие месторождение. Верхняя линия проходит выше скважины XIII; хотя последняя и не встретила рудного тела, но из сопоставления разрезов скважин XIII и XIII-А вытекает, что скважина XIII рано остановлена; она, повидимому, не дошла до рудного тела.

От скв. XIII далее к NW месторождение продолжается и должно быть прослежено скважинами.

К SE месторождение простирается до Рудничной сопки, где оно выходит на поверхность. Дальнейшего продолжения месторождения к SE мы не имеем; оно уничтожено денудацией.

Хотя Гривнак и полагает, что жила у Рудничной сопки срезается, и склоняется к мысли, что она продолжается далее к SE, доказательством чего он приводит

Шипулинский прииск, находящийся в $1^1/_2$ в. к SE от Рудничной сопки, но нам кажется, что Шипулинский прииск вряд ли представляет собою непосредственное продолжение Белоусовской залежи, а является более или менее обособленным месторождением подобно Гребенюшинскому и другим и залегает не на самом продолжении Белоусовской залежи, а несколько отступя от нее к SW.

Таким образом, рудное тело прослежено по простиранию на протяжении 1,7 км., а в глубину до 250 м.

Переходя к подсчету запасов металлов в разведанной части нашего месторождения, мы должны отметить, что этот запас будет относиться к типу „вероятных", и что при исчислении было принято во внимание следующее:

a) Запас подсчитывается только для участка, ограниченного линией C—D (см. табл. VII), проходящей на глубине 100 м. от поверхности, линией, соединяющей скважины: I, II-A, VII-A, XI-A, XIII-A, и линией, соединяющей скв. XIII и XIII-A.

b) По данным буровых скважин вычислена средняя мощность рудной жилы для горизонта 100 м. от поверхности, т.-е. того, на котором скважины встретили рудное тело. Средняя мощность равна 4,9 м.

c) По аналогичным данным вычислена средняя мощность для нижней части рассматриваемого участка рудного тела. Она равна 2 м.

d) По данным анализов руд из колонок всех скважин первого ряда вычислено среднее содержание металлов на горизонте 100 м. от поверхности:

Cu	3,2%	
Zn	9,5 „	
Pb	1,0 „	
Au	0,6	гр. на тонну.
Ag	40	

e) То же проделано для определения среднего содержания металлов для нижней части рудного тела на глубине скв. II-A—XIII-A, которое здесь выражается следующими цифрами:

Cu	4,86%	
Zn	2,9 „	
Pb	0,07 „	
Au	3	гр. на тонну.
Ag	38	

f) На основании вышесказанного вычислено среднее содержание металлов для всего данного участка рудного тела:

Cu	3,8%	
Zn	7,5 „	
Pb	0,7 „	
Au	1,5	гр. на тонну.
Ag	40	

g) Вес 1 куб. м. руды принят равным 3,3 тонны.

На основании вышесказанного для данного участка подсчитано общее количество руды, равное 1.400.000 тонн, и содержание металлов:

Cu	54.000	тонн
Zn	105.000	„
Pb	10.000	„
Au	2	„
Ag	56	„

Этот „вероятный“ запас без особого риска можно увеличить процентов на 25, так как несомненно рудное тело, примерно, при той же мощности и том же содержании распространяется метров на 20—25 выше горизонта 100 м.

Помимо этого запаса, приняв во внимание всю площадь рудного тела, мы можем судить о „возможном“ запасе, который приблизительно в полтора раза более вычисленного „вероятного“ запаса.

b) Рудное тело.

1. Выход рудного тела.

Поверхностные работы на выходе месторождения были развиты слабо. На юго-восточном склоне Рудничной сопки были проведены штольня и канавы; на самой сопке и северо-западном склоне ее был заложен ряд шахт, которыми вынута верхняя часть Белоусовского месторождения.

Названные работы не особенно мешают изучать выход месторождения, который представляется в следующем виде.

На северо-западном склоне сопки (табл. V), от тригонометрического пункта № 2 к NW, мы видим полосу железистых пород бурого цвета, мощностью в среднем 4—5 саж. Эта полоса, не доходя до Новой шахты, скрывается под наносами. Она представлена частой перемежаемостью сильно и слабо оруденелых порфироидов, а местами и сланцев.

Слабо оруденелые, бурого цвета порфироиды имеют плотное строение и сохраняют свою первоначальную структуру — они были пропитаны растворами гидратной окиси железа и окрасились в цвет лимонита. В более оруденелых породах мы уже наблюдаем мелкие жилки лимонита, идущие по сланцеватости. Лимонит пористый, он придает порфироидам менее плотный вид. Порфировая структура в этих случаях еще наблюдается.

По мере того, как мы переходим к более сильно оруденелым порфироидам, мы наблюдаем бóльшую пористость, бóльшую массу железняка и уже с трудом распознаем порфировую структуру и, наконец, имеем сплошной бурый железняк, в котором кое-где разбросаны зерна кварца.

Жилки сплошного лимонита идут по сланцеватости, выклиниваются и вновь появляются. Мощность их различная, большею частью 1—2 верш. и менее; реже 4—6 верш.

Восстановляя первичное строение выхода месторождения, мы должны представить здесь частую перемежаемость сплошных колчеданов и в разной степени вкрапленных сульфидами порфироидов, а местами и сланцев.

Под влиянием поверхностного изменения, окисления и гидратизации, главным образом, путем уноса и переноса вниз растворами некоторых минералов, сплошные колчеданы изменены в пористый лимонит, а порфироиды, если даже имели весьма слабую рудную импрегнацию, окрашены в бурый цвет.

В лежачем боку выхода рудного тела обнажаются филлитовые глинистые сланцы, подобные обр. 25а, а в висячем — серицитово-тальковые и серицитово-кварцевые сланцы белого и розового цветов.

В висячем боку выхода, у серицитовых сланцев, проходит невысокий гребень сланцеватой баритово-кварцевой породы. Мощность ее около 2 арш., но к NW она сужается до 1 арш. Порода ожелезнена; она по сланцеватости несет тонкие прожилки лимонита и вообще окрашена лимонитом в бурые цвета.

Баритово-кварцевая порода есть не что иное, как тот же порфироид, но измененный путем замещения его баритом, кварцем и реже колчеданами.

Не лишне отметить здесь, что только в указанном сейчас месте мы встречаем барит в довольно значительной массе. В других же местах выхода рудного тела, а также и в скважинах, он присутствует в ограниченном количестве.

У тригонометрического пункта № 2, на вершине Рудничной сопки, описанная полоса выхода рудного тела сужается, а далее к SE она разбивается на две ветви (табл. № V). Северная ветвь (верхняя) проходит по спаю альбитофира (обн. № 11) и серицитово-кварцевых, серицитово-тальковых и хлоритовых сланцев (обн. №№ 21, 21а, 21d, 7, 6, 4), служащих висячим боком. Это оруденение имеет мощность до 6 арш. (3 арш. альбитофира и 3 арш. сланцев) и простирается метров на 200—250, постепенно ослабевая в своей силе. Оно выражено мелкими жилками, примазками и гнездами лимонита и медных соединений (малахит и азурит) и вообще окрашиванием пород в бурый цвет.

Первоначальная структура пород трудно распознается лишь на самом контакте порфироида со сланцами и в северо-западной части ветви (обн. №№ 7, 21а). В остальной части ветви, именно, где она загибается к N и до конца, первоначальные породы лишь окрашены в буроватые и розоватые цвета и несут отдельные примазки малахита, что вызвано слабой импрегнацией пород колчеданами.

Нижняя (южная) ветвь выхода месторождения проходит по спаю филлитового углисто-глинистого сланца (обн. № 8), являющегося висячим боком, и альбитофира (обн. № 10). Она представлена слабым оруденением, выходящим на поверхность лишь в некоторых местах и имеющим мощность до 1 арш.

Мощность альбитофира и филлитового углисто-глинистого сланца, разделяющих названные ветви выхода рудного тела, измеряется 10—12 м.

На основании описанного мы можем заключить, что рудное тело Белоусовского месторождения продолжается до поверхности, не изменяя общей своей мощности, лишь имея, быть может, только несколько суженные сплошные колчеданные прожилки. Последнее может объясняться или местными явлениями в жиле, какие могут наблюдаться и в других частях месторождения, или сокращением месторождения на выходе, благодаря поверхностному изменению.

Ветви рудного тела, наблюдаемые на юго-восточном склоне Рудничной сопки, мы должны рассматривать за нижнюю часть рудного тела, и именно ту часть, где месторождение выклинивается. Последнее устанавливается на основании вышеотмеченного ослабевания оруденения.

2. Окисленная зона.

Со времени закрытия рудника в 1887 г. он оставался затопленным до 1915 г., когда был откачен для производства опробования Компанией „Russian Mining Corporation". Взято было около 1.000 проб, и рудник снова был затоплен. Этим временем, благоприятным для осмотра рудника, к сожалению, могла воспользоваться только администрация Компании. Результаты осмотра и опробования Компанией до сих пор не опубликованы и остаются в тайне.

О залегании и глубине окисленной зоны можно судить на основании разреза, помещенного на табл. VIII. Эта зона в виде каймы прилегает к колчеданистой зоне и, в зависимости от рельефа Рудничной сопки, обнаруживает наклон в двух направлениях — северо-западном и юго-восточном, при чем последний положе.

Наибольшая мощность охристой зоны 23 саж., обычно около 1 саж. и доходит до нуля у Георгиевской шахты.

Распределение металлов в окисленной зоне подчиняется известной закономерности, позволяющей различать сверху вниз 7 поясов, по Гривнаку [1]), или 3 пояса, по Cotta [2]):

1) Пояс железных руд (главным образом лимонит и турьит); меди от $^1/_4$ до $^1/_2$ фунт. в пуде руды.

2) Пояс медных руд (азурит, малахит, куприт и др.) с примесью железных руд; меди от 3 до 15 фунт. в пуде руды.

Мощность этих двух поясов от 70 до 90 фут.

3) Пояс железных печенковых руд; меди от $^1/_2$ до 2 фунт.

4) Пояс более богатых печенковых медных руд с содержанием меди от 3 до 8 фунт.

5) Пояс железных руд, содержащих примесь медных и свинцовых окисленных соединений; меди от $^1/_4$ до $^1/_2$ фунт.

Мощность 3 — 5 поясов 45 фут.

6) Пояс железных руд, богатых самородной медью и окисленными соединениями свинца; меди от 3 до 12 фунт., свинца от 3 до 7 фунт.

7) Пояс железных руд, бедных медью и очень богатых церусситом; меди от $^1/_4$ до $^1/_2$ фунт., свинца от 7 до 12 фунт.

Мощность 6-го и 7-го поясов около 30 — 35 фут.

1 и 2	пояса	Гривнака	соответствуют	1	поясу Cotta.
3, 4 и 5	„	„	„	2	„ „
6 и 7	„	„	„	3	„ „

Границы поясов приблизительно следуют рельефу Рудничной сопки.

Немногие образцы охристых руд, собранные нами на выходе месторождения и в отвалах, позволяют сделать характеристику руд охристой зоны.

Это грубопористые, ячеистые, мелкопористые или же плотные, а иногда рыхлые массы от серовато-бурого и светлобурого до темнокрасного цвета. Они состоят главным образом из лимонита, окисленных продуктов меди и свинца и небольшого

[1]) Гривнак. Рудные месторождения Алтая. Горн. Журн., 1873 г., ч. II, стр. 218.
[2]) Cotta. Der Altai, S. 240. Leipzig.

количества кварца и барита. Зерна последнего обыкновенно мелки и различаются лишь под микроскопом. Барит в этой зоне встречается чаще, чем в зоне колчеданистых руд.

Кварц встречается то в мелких микроскопических зернах, то в крупных, легко различимых простым глазом. Относительно количества кварца и барита можно сказать, что в одних случаях они присутствуют почти в равных количествах, в других же то кварц, то барит преобладают друг над другом.

Охристая руда или не имеет блеска, или же обладает стеклянным и реже шелковистым.

Для характеристики химического состава охристых руд мы приведем анализы: 1) извлеченный из Барнаульского архива, 2) из отчета Главной Барнаульской Лаборатории и 3) анализы лаборатории Компании „Russian Mining Corporation", произведенные в г. Змеиногорске в 1914—1915 гг.

1. Руда представляет кварц, тальковый сланец и тяжелый шпат, окрашенные железною охрою, и содержит медные синь и зелень.

CuO — 4,36%	PbO — 8,84%	BaO —13,25%
Fe_2O_3 —14,45 „	CaO — 1,50 „	SO_3 — 6,36 „
ZnO — 0,49 „	Al_2O_3— 4,66 „	H_2O и CO_2 — 4,60 „
	SiO_2 —37,93 „	96,44%

2.

SiO_2 — 27,25%	SiO_2 — 41,42%
Al_2O_3 — 7,60 „	CuO — 6,16 „
CaO — 8,15 „	ZnO — 4,79 „
MgO — 4,25 „	Fe_2O_3 — 17,89 „
Fe_2O_3 — 28,11 „	CaO — 1,95 „
CuO — 1,44 „	Al_2O_3 — 5,81 „
PbO — 0,29 „	MgO — 8,36 „
ZnO — 5,84 „	PbO — 0,65 „
CO_2 и H_2O — 14,66 „	S — 2,25 „
S — 0,74 „	CO_2 и H_2O — 9,65 „
98,33%	98,93%

	Au	*Ag*	*Pb*	*Zn*	*Cu*
	гр. на тонну				
3. a) Груда охристой руды (преимущественно лимонита) при Петровской шахте	1,8	51,5	1,8%	3,2%	10,7%
b) Груда охристой руды с незначительной примесью колчеданистой руды при Георгиевской шахте. Мусор в пробу не взят.	2,0	108,0	3,0 „	4,7 „	3,8 „
c) Груда охристо-колчеданистой руды при Новой шахте	3,5	44,5	1,8 „	2,2 „	3,2 „
d) Охристая руда из штольни, в 180 м. от жилья	24,0	198,0			7,9 „

Кроме того, отметим, что в той же лаборатории Компании „Russian Mining Corporation" в 26 пробах было установлено следующее колебание меди, цинка и свинца в охристых рудах.

Содержание меди колеблется от 0,30 до 25,33%
„ цинка „ „ следов „ 21,40 „
„ свинца „ „ „ „ 4,56 „

3. Зона сажистых руд.

Это 8-й рудный пояс Гривнака или 4-й Cotta; содержание меди от 4 до 7 фунт. Толщина пояса от 10 до 15 фут.

Сажистые руды являются переходными от охристых к колчеданистым, почему в местах, лежащих ближе к охристым рудам, они больше содержат окисленных минералов, а ближе к колчеданистым в них чаще встречаются первичные колчеданы.

Общий же их характер выражается землистыми рыхлыми массами черного, черно-серого и синевато-черного цвета, в которых разбросаны разной величины зерна кварца.

Судя по немногочисленным образцам, собранным в отвалах, сажистые руды обогащены медным блеском, местами нацело слагающим участки руды, и ковеллином. В местах преобладания медного блеска наблюдаются лишь округленные зерна пирита, разбросанные в массе медного блеска, в котором, кроме того, замечаются мелкие пятна халькопирита и сфалерита.

Участки медного блеска иногда пересечены тонкими жилками ковеллина.

В рудах, ближе стоящих к колчеданистым, наблюдается лишь ковеллин, в виде жилок пересекающий участки сфалерита и халькопирита; медный блеск если и встречается, то лишь редкими небольшими пятнами.

4. Зона колчеданистых руд (первичных).

Зона колчеданистых руд является 9-м рудным поясом Гривнака или 5-м Cotta.

α. Структура.

Из рассмотрения колонок скважин ясно выявляются два вида колчеданистых руд: слабо вкрапленные (боковые породы не особенно сильно замещены рудными минералами) и почти сплошные руды.

Первые и вторые вообще довольно резко отграничены друг от друга, хотя нередко встречаются и довольно плавные переходы одних в другие. Образцы из некоторых скважин хорошо иллюстрируют взаимоотношение означенных видов руды. Например, скважина II-А (576′—577′), где прослоек руды в 5 дм. представлен прожилками сплошных колчеданов в импрегнированном пиритом серицитово-кварцевом сланце, при чем сланец имеет подчиненное значение. Взятый для шлифа образец представляет жилку сплошных колчеданов, около 8 мм. мощностью, заключенную в слабо импрегнированном пиритом серицитово-кварцевом сланце, при чем границы ее очень резкие. В скв. VII-А (576′—599′) наблюдается узкий переходный пояс от слабо вкрапленных к сплошным рудам.

Импрегнация рудными минералами, захватившая все три пояса боковых пород, более сильно проявляется во втором, т.-е. там, где породы перемежаются с рудными телами, и почти не проявляется в третьем—в лежачем боку.

Вкрапленность рудными минералами иногда не затрагивает слои углисто-глинистого сланца и некоторые слои хлоритовых сланцев. Встречаются и такие места, где, например, в серицитово-кварцевом сланце проходит правильная, резко ограниченная полоска, часто-вкрапленная пиритом, а по бокам ее сланец почти не содержит рудных минералов.

Замечается, что в слабо оруденелых породах встречается почти один пирит, который вообще наблюдается в виде мелких кристаллов и лишь иногда — в крупных кубах до 3—4 мм. в ребре. Редко встречаются породы, пересеченные жилками медного колчедана без вкрапленности пирита.

По мере усиления оруденения увеличивается количество медного колчедана и цинковой обманки, хотя пирит и здесь преобладает над другими рудными минералами. И только в сильно импрегнированных породах, приближающихся уже к сплошным рудам, наравне с пиритом иногда стоят медный колчедан и цинковая обманка, которые проявляются в виде жилок и пятен. Вкрапленность рудными минералами иногда столь сильно выражена, что породы почти нацело замещены ими.

Часто приходится наблюдать, что руда, с первого взгляда целиком сложенная только рудными минералами, на самом деле оказывается содержащей если не значительную, то во всяком случае небольшую долю породы.

Цвет сплошных руд меняется от темносерого до зеленовато-серого, что зависит от преобладания сфалерита в первом случае, медного и серного колчеданов — во втором. Руд, сложенных только рудными минералами, не наблюдается; всегда встречается то или иное количество жильных минералов и те или иные остатки пород. Максимальное количество рудных минералов в грубом приближении можно определить в 70 — 80%, обычное же в 30 — 50% и менее.

Руды имеют плотное сложение и состоят большей частью из мелких зерен, размеры которых колеблются от $^1/_5$ до $^1/_2$ мм., реже встречаются руды, сложенные более крупными зернами рудных минералов. В большинстве случаев макроскопически трудно различать друг от друга различные минералы и только под микроскопом можно видеть, что они более или менее равномерно распределены друг относительно друга. Правда, встречаются участки, обогащенные одним каким-либо минералом, но это бывает сравнительно редко. Такое обогащение придает породам пятнистый и полосчатый вид, в зависимости от того, какую величину и форму имеют подобно обогащенные участки.

Макроскопически иногда мы встречаем резко выраженное полосчатое строение руды, которое, повторяем, не является постоянным явлением.

Порфировидно среди других минералов выделяются пирит, имеющий или правильно ограниченные кристаллы (кубы), или же неправильные округленные зерна. Размеры кристаллов пирита меняются от $^1/_2$ — 1 мм. до 2 — 3 мм. в ребре куба.

В шлифе строение типичного рудного образца представляется таковым: довольно правильно окристаллизованные или, чаще всего, округленные зерна пирита часто усеивают породу. Вместе с ними располагаются зерна кварца, карбоната, а иногда и барита. Извиваясь, между ними проходят жилки сфалерита, мелкие пятна и жилки халькопирита. Лишь кое-где в полях последних замечаются весьма мелкие пятна и жилки галенита (табл. II, фиг. 11 и 12).

β. Минералогический состав.

Руда Белоусовского рудника состоит из рудных и жильных минералов. К первым относятся пирит, сфалерит, халькопирит, галенит, ко вторым—кварц, барит, карбонат, серицит, тальк, флогопит и хлорит.

Пирит встречается чаще других рудных минералов. Он является главным рудным минералом в редко-вкрапленных и большею частью преобладающим — в сплошных рудах. В первых он большею частью правильного или несколько искаженно кубического облика; в шлифах имеет форму или квадрата, или слабо вытянутого прямоугольника. Нередко, особенно когда встречается в мелких зернах, он имеет разнообразную форму.

Характер расположения кристаллов пирита, по отношению к сланцеватости показывает, что он появился после образования рассланцованности (плойчатости) пород, вернее после главного периода динамометаморфизма.

Местами встречаемые несколько согнутые, а иногда и разорванные кристаллы пирита еще не доказывают появления его до начала динамических явлений, а лишь указывают на то, что после выделения пирита еще продолжались динамические воздействия.

В сплошных рудах пирит имеет большею частью неправильную округленную форму с разнообразными бухтами разъедания (замещения) его другими минералами. И здесь встречаются несколько давленные зерна пирита, по трещинкам разлома которых и направлялось, главным образом, разъедающее действие других минералов.

Барит встречается вообще редко, в виде отдельных мелких зерен. Не лишне здесь напомнить о том значительном обнажении № 25 баритово-кварцевой породы, какое наблюдается на выходе месторождения. В этом обнажении, как уже упоминалось, баритово-кварцевая порода имеет мощность около 1 — 2 арш. и прослежена по простиранию на 5 — 7 саж. Под микроскопом она состоит из продолговатых зерен барита, расположенных между зернами кварца, и пересекается баритово-кварцевыми жилками.

В образцах колонок скважин барит встречается или в виде неправильных зерен, или в виде табличек. Взаимоотношение его с пиритом выражено на табл. II, фиг. 5, где видно, что несколько округленные кристаллы пирита сцементированы баритом; кристаллы последнего иногда нарастают на грани пирита. Все это указывает на более поздний возраст барита в сравнении с пиритом. На табл. II, фиг. 6 выражено взаимоотношение карбоната и барита, а именно: тонкая (неособенно отчетливая) жилка карбоната проходит по трещинке зерна барита. Это единственный случай взаимоотношения барита и карбоната, наблюдавшийся в изученной нами коллекции. На табл. II, фиг. 8 выражено взаимоотношение барита и сфалерита, а именно, сфалерит пересекает зерно барита и в виде мелких жилок проходит по спайности последнего. Это указывает на то, что барит отложился ранее сфалерита. Подтверждение этому мы находим и в других образцах, отчетливо указывающих на замещение барита сфалеритом.

Нередко встречаются пластинчатые кристаллы барита, расположенные между халькопиритом и пиритом, халькопиритом и карбонатом, сфалеритом и пиритом, сфалеритом и карбонатом и, наконец, в полях сфалерита (табл. II, фиг. 11).

То, что пластинки барита в этих случаях сохраняют правильную форму — не замещаются, в противоположность ранее приведенным случаям, соседними минералами, напр. сфалеритом,—заставляет думать, что барит отложился позже смежных минералов. Следовательно, для барита мы должны допустить или две генерации: одна до сфалерита и халькопирита, другая после них, или же, что вероятнее, длительную фазу отложения барита, именно—барит начал отлагаться до сфалерита и продолжал появляться после него.

Карбонат принадлежит кальциту, доломиту и анкериту. Доломит устанавливается по опробованию *HCl* и $FeCl_3$; анкерит — по буроватому цвету и по опробованию *HCl*. Так как буроватый цвет карбоната проявляется не резко и вообще редко, то существование анкерита не бесспорное.

Кальцит встречается главным образом в боковых породах в виде мелких зерен, слагающих полоски, и в карбонатово-кварцевых жилках. Он почти не встречается в рудах. В последних главное значение имеет доломит, наблюдающийся или в виде более или менее крупных линз, часто встречающихся в редко-вкрапленных рудах, или в виде мелких зерен, часто расположенных в полоски, вытянутые по сланцеватости.

Карбонат появился позже пирита, о чем можно судить по взаимоотношению, выраженному на табл. I, фиг. 3. Здесь представлено, что карбонат отложился у граней пирита и в одном месте проник в него, быть может, по уже существовавшей трещине.

Кварц. Весьма трудно, а в некоторых случаях невозможно, решить, первичный или вторичный рассматриваемый кварц. Он обильно развивается у вкрапленников пирита, столбообразно нарастая на его грани, что особенно хорошо выражено в слабо вкрапленных рудах. Замечается, что нарастание кварца на грани пирита зависит от положения кристаллов последнего по отношению к сланцеватости породы, как это выражено на табл. I, фиг. 1 и 2.

Иногда кварц в виде каемок окружает зерна пирита, вторгается в них или отлагается по трещинкам разлома (табл. I, фиг. 13). На табл. II, фиг. 10 отчетливо выражено взаимоотношение кварца и карбоната (доломита). Кварц огибает с двух сторон зерно доломита, чем, повидимому, защищает его от действия других минералов с этих сторон и длинной жилкой почти насквозь пересекает по спайности зерно доломита. Такое взаимоотношение может быть объяснено только появлением кварца после карбоната. Подтверждение этому мы находим и в других образцах, например, в образце с глуб. 424′ — 425′ скв. VIII, где видно, что кварц проник в зерно доломита и заместил небольшой участок, неправильной формы.

Сфалерит встречается как в бедно-вкрапленных, так и в сплошных рудах, при чем замечается, что чем беднее вкрапленность, тем сфалерита менее и наоборот. В сплошных рудах он вообще встречается в значительном количестве — иногда выполняет большие участки. Сфалерит проявляется пятнами и жилками, при чем последние извиваются между зернами пирита, кварца, барита и карбоната. Вследствие того, что он цементирует и замещает ранее рассмотренные минералы, можно заключить, что сфалерит появился позже их. Ко времени отложения сфалерита уже появились: пирит, барит, карбонат, кварц. Растворы, встречая на своем пути означенные минералы, производили на них то или иное растворяющее действие, чем

во многих случаях, повидимому, и обусловлена неправильная форма их (табл. I, фиг. 10, 11, табл. II, фиг. 3, 8, 9 и др.).

Взаимоотношений кварца и сфалерита наблюдать не удалось.

Отношение сфалерита к карбонату отчетливо выражается во многих шлифах; карбонат сильно замещается сфалеритом, уступая ему место (табл. II, фиг. 7).

Халькопирит встречается как в бедно-вкрапленных, так и в сплошных рудах. В противоположность сфалериту, халькопирит чаще встречается в бедно-вкрапленных рудах. Обычная форма проявления его — весьма тонкие нитевидные жилки. Он нередко в виде спорадических жилок и точечных пятнышек усеивает хлоритовые сланцы и довольно часто встречается в карбонатово-кварцевых жилках.

Нитевидные жилки халькопирита, проходящие в полях сфалерита, должны указывать на то, что они появились позже сфалерита. Во многих случаях взаимоотношение сфалерита и халькопирита не дает никаких указаний на их относительный возраст.

Халькопирит, подобно сфалериту, растворяюще действует на ранее отложенные минералы, частично замещая их. Он часто внедряется в пирит, завоевывая его место (табл. I, фиг. 5); он замещает зерна карбоната, часто внедряется в них и отлагается в виде жилок по спайности (табл. I, фиг. 4).

На табл. II, фиг. 10 выражено взаимоотношение халькопирита и кварца, а именно — халькопирит пересекает кайму кварца, что должно указывать на более раннее отложение последнего.

Взаимоотношений халькопирита и барита наблюдать не приходилось.

Галенит встречается вообще редко и имеет вид мелких пятен и жилок, которые почти всегда находятся в жилках халькопирита. Реже галенит встречается в участках сфалерита.

На основании наблюдавшихся взаимоотношений невозможно судить об относительном возрасте халькопирита или галенита. Жилки галенита, проходящие в участках сфалерита, должны указывать, что последний отложился ранее первого (табл. I, фиг. 6 и 8).

Серицит встречается очень часто. Нет образца, пожалуй, где бы он не присутствовал. Количество его самое разнообразное: то он нацело слагает породу, то почти один выполняет промежутки между рудными и жильными минералами, то наблюдается в самых незначительных количествах.

Серицит проявляется в двух формах: в виде войлочной тонко-пластинчатой массы и в виде довольно правильных пластинок, иногда достаточных для производства оптических измерений.

Для него определено:

$2V = -44°$; $Ng - Np$ большею частью колеблется около 0,031, а иногда достигает 0,037.

Размеры пластинок колеблются около $0{,}2 \times 0{,}005$ мм.

В виде пластинок серицит встречается почти исключительно в часто-вкрапленных и в сплошных рудах.

Для того, чтобы подойти к вопросу о времени появления серицита, мы попробуем выяснить взаимоотношение его с другими минералами.

На табл. II, фиг. 9 видно, что в зерне доломита проходят пластинки серицита, которые иногда вытянуты по спайности его. Это должно указывать на то, что серицит отложился позже доломита.

На табл. I, фиг. 7 показано внедрение пластинки серицита в зерно пирита; в некоторых случаях наблюдается, что серицит пересекает сфалерит, а также и галенит.

Все это указывает на более позднее отложение серицита.

На табл. I, фиг. 12 мы видим, что по спайности серицита проходит тонкая жилка сфалерита; это может быть объяснено только тем, что после появления серицита циркулировали растворы, отложившие сфалерит.

На табл. I, фиг. 14 представлена войлочная масса серицита, пересеченная жилками сфалерита.

Из приведенных примеров взаимоотношений серицита с другими минералами следует, что серицит отложился позже пирита, карбоната, галенита, сфалерита; но оттуда же видно, что в некоторых случаях сфалерит отложился позже серицита.

Такое явление можно было бы объяснить допущением либо двух генераций сфалерита (других указаний в пользу этого не имеется), либо двух генераций серицита.

Нужно полагать, если даже и допустить существование двух генераций сфалерита, что серицит отложился в два периода: в конце регионального, когда поднимались гидротермальные растворы, и в конце рудного метаморфизма. Серицит обильно развит в порфироидах и других породах района. H. de-Lapparent [1]) указывает, что серицитизация позднее динамометаморфизма и вызывается медленно циркулировавшими растворами гидротермальной природы.

Гидротермальная природа серицита трактуется такими авторами, как Lindgren [2]), Ch. Kirk [3]), E. Steidmann [4]) и Rogers [5]). Последний, подробно останавливаясь на образовании серицита, приходит к тому убеждению, что серицит скорее низкотемпературный минерал, образованный в гидротермальный или близкий к нему период. Там же он указывает на образование серицита в конце рудного метаморфизма, когда температура растворов была понижена. Rogers приводит много примеров, указывающих на замещение серицитом ранее отложенных рудных и жильных минералов. То же самое явление иллюстрируют ранее приведенные нами примеры, из которых следует, что серицит замещает пирит, карбонат, сфалерит, галенит, а также кварц (табл. II, фиг. 4) и полевой шпат.

Флогопит встречается редко и небольшими пятнами в полях серицита. Флогопит содержит мелкие коричневые включения циркона, окруженные кольцевыми ореолами. Последние имеют более темную окраску, чем участки флогопита.

---

[1]) De-Lapparent. Etude comparative de quelque porphyroïdes françaises. Bull. de la Soc. Franç. de Min., v. 32, p. 178. 1909.

[2]) Lindgren. Mineral Deposits, p. 229. 1913.

[3]) Ch. Kirk. Conditions of mineralization in the copper veins at Butte, Montana. Econ. Geology, v. VII, p. 67. 1912.

[4]) E. Steidmann. A graphic comparision of the alteration of rocks by weathering with their alteration by hot solutions. Econ. Geology, v. III, p. 781. 1908.

[5]) Rogers. Sericite a low temperature hydrothermal mineral. Econ. Geol., v. XI, № 2, p. 118. 1916.

Оптические измерения флогопита дали:

$$2V = -0°;\ Ng - Np = 0{,}043.$$

Тальк обнаружен только химическим анализом.

П. м. он представлен мелкочешуйчатой массой, не допускающей оптических измерений. Так как в большинстве случаев и серицит встречается в весьма мелких пластинках, также не допускающих оптических исследований, то возможно, в некоторых случаях тальк был принят за серицит.

Хлорит почти бесцветен, со слабым зеленоватым оттенком. Он встречается преимущественно в слабо оруденелых породах и часто нацело слагает их. В сильно оруденелых породах и в сплошных рудах хлорит не встречается, а если и наблюдается, то очень редко и в виде очень незначительных пятен. В некоторых случаях удается для него сделать оптические определения:

$$2\ V = +0°;\ Ng - Nm = 0{,}003 - 0{,}004.$$

По этим данным он ближе всего стоит к клинохлору.

Обращаясь к вопросу о времени появления хлорита, мы должны заметить, что ни в одном из описанных шлифов нет прямых указаний на это. Лишь образец филлитового глинистого сланца с глубины конца скв. XI дает некоторые указания на возраст хлорита. Филлитовый глинистый сланец пересечен жилками, выполненными или рудными минералами, или хлоритом и рудным минералом (халькопирит?).

При внимательном рассмотрении этих жилок (увеличение 105) почти всегда замечается следующее строение их:

a) жилка почти нацело выполнена рудным минералом, и лишь кое-где у зальбандов наблюдаются узкие полоски-ленточки хлорита;

b) жилка выполнена хлоритом. По середине ее проходит тонкая рудная жилка, состоящая из отдельных участков. В участках сплошного хлорита по середине жилки проходит тонкая пластинка серицита. Иногда отчетливо наблюдается, что тонкие пластинки серицита, проходящие по сланцеватости породы, продолжаются и в жилки хлорита, но при вступлении в последние они резко отклоняются от первоначального направления и следуют по середине жилки хлорита.

Эти наблюдения указывают на то, что названные жилки сперва были выполнены только хлоритом, а потом по ним проникали рудные растворы, отложившие халькопирит (?). Следовательно, хлорит появился ранее рудного минерала (халькопирита?), если, конечно, последний не принадлежит ко вторичному образованию.

Взаимоотношение серицита и сфалерита, выраженное на табл. I, фиг. 14, может быть истолковано и следующим образом: хлоритовый сланец, состоящий только из тонко-пластинчатого хлорита, был пересечен жилками сфалерита; позднее, в период серицитизации, хлорит был изменен в серицит. Взаимоотношений хлорита с другими минералами, кроме серицита и вышеупомянутого халькопирита, наблюдать не удалось.

Основываясь, во-первых, на данных таких авторов, как Clarke [1]), Kirk, Steidmann, устанавливающих гидротермальную природу хлорита, во-вторых, на данных Rogers, наблюдавшего образование хлорита, подобно серициту, позже сульфидов, т.-е. в конце периода рудных эманаций, иначе говоря, когда растворы имеют несколько пониженную температуру, и, в-третьих, на том, что хлорит почти не встречается в наших часто-вкрапленных и сплошных рудах, мы должны склоняться к тому, что в главной своей массе хлорит образовался в конце регионального метаморфизма, именно в период поднимания гидротермальных растворов.

Приняв во внимание то, что гидротермальные растворы, поднимавшиеся в конце регионального метаморфизма, могли отложить пирит, и те взаимоотношения минералов, какие указаны выше, мы можем все минералы расположить в следующий ряд:

Конец регионального метаморфизма: пирит, хлорит, серицит.

Рудный метаморфизм: пирит, барит, карбонат, кварц, сфалерит, халькопирит, галенит, серицит.

Относительно последовательности выделения минералов следует сказать, что они появились не простой сменой одного другим, а скорей всего группами—фазами, например, баритовая, карбонатовая, кварцевая, приносившими те или другие рудные минералы, при чем последующая фаза, возможно, следовала до окончания предыдущей, почему и встречаются случаи отложения минерала в два периода, например, отложение барита до и после сульфидов. Сульфиды в нашем случае, да и вообще, появляются позже жильных минералов, на что мы имеем указания, например, у Rogers.

Данными в пользу того, что рудные растворы постоянно менялись в своем составе, служит воздействие одних минералов на ранее отложенные, которые, кроме того, замещающе действовали на минералы первоначальной породы.

На табл. I, фиг. 11 отчетливо выражено воздействие барита и сфалерита, а в других случаях замечается такое же воздействие пирита и халькопирита на фенокристаллы полевого шпата. Последние часто так сильно замещены рудными и жильными минералами, что от них сохраняются лишь небольшие остатки. Подобно полевому шпату, первичный кварц также замещается теми же минералами.

Постепенное изменение состава рудных растворов привело в общем к образованию минералов в той последовательности, какая указана выше.

В нижеприведенной таблице дан средний состав [2]) колчеданистых руд для каждой скважины отдельно (см. стр. 85).

Средний состав колчеданистой руды для всего рудного тела, вычисленный на основании вышеуказанных анализов по скважинам, выражается следующими цифрами:

Cu 3,8%, *Zn* 7,5%, *Pb* 0,7%; *Au* 1,5 гр. и *Ag* 40 гр. на тонну.

Анализ верхней части рудного тела:

Cu 3,2%, *Zn* 9,5%, *Pb* 1%; *Au* 0,6 гр. и *Ag* 40 гр. на тонну, а нижней: *Cu* 4,86%, *Zn* 2,9%, *Pb* 0,07%; *Au* 3 гр. и *Ag* 38 гр. на тонну.

---

[1]) Clarke, F. The Data of Geochemistry. Geol. Surv. Bull. 770, p. 610.

[2]) Анализы выполнены в лаборатории Компании „Russian Mining Corporation“ в г. Змеиногорске.

№ скв.	Длина опробов. кол.	Cu %	Pb %	Zn %	Au гр./т.	Ag гр./т.	Fe %	S %	SiO_2 %	Al_2O_3 %	CaO %	MgO %
I	1′	0,9		9,2								
VIII	4′9″	7,59			1,3	49,9	16,79	13,03	32,47	5,70	2,96	17,29
III	23′ (449′–472′)	3,14		1,1	1,0	29,0	18,08	18,17	38,65	5,28		
IV	14′ (434′–448′)	3,3		2,87	0,44	23,76						
II	22′	4,8		2,65	1,0	5,0	19,62	22,46	36,82	4,55		
II-A	2′2″	3,81		2,31	0,15	50,5						
V	24′ (415′–439′)	4,08	2,30	12,08	1,0	88,5	16,18	24,3	35,38	5,21		
VI	14′6″	3,27	0,81	9,7	1,0	1,8	19,6	24,2	30,85	7,0	1,16	1,8
VII	17′	3,14	1,69	12,19	1,0	86,0	18,36	22,57	24,89	7,33	2,02	4,2
VII-A	5′5″	2,28	0,59	7,93	2,1	79,5	17,52					
X	8′5″	2,23	1,45	16,58	1,14	60,0	11,62	20,40	42,04	4,65	0,4	сл.
	5′	3,0	1,64	17,88	0,5	51,0	18,18	24,86	25,74	7,03	0,56	сл.
XI	12′6″	2,85	1,20	9,64	сл.	26,3	14,28	27,18	24,25	5,62	2,06	2,03
	7′	2,57	1,15	18,44	0,5	98,0	16,6	23,71	27,92	5,32	1,31	0,83
XI-A	30′6″	5,18		2,23	3,8	32,0						
XII	11′	1,50	1,79	9,26	0,35	124,9						
XIII-A	11′8″	5,36		2,52	сл.	28,0						

Сопоставляя вышеприведенные анализы, замечаем:

1) Содержание меди и золота в нижней части рудного тела возрастает.

2) Содержание цинка в нижней части рудного тела убывает.

3) Содержание серебра приблизительно одинаково как в верхней, так и в нижней частях рудного тела.

4) Содержание меди в верхней части рудного тела убывает от SE к NW и возрастает в том же направлении в нижней части.

5) Содержание цинка в верхней части рудного тела возрастает от SE к NW приблизительно на протяжении $^2/_3$ жилы, а потом убывает. В нижней части рудного тела содержание цинка сохраняется приблизительно одинаковым.

6) Содержание золота сохраняется приблизительно одинаковым на всем протяжении рудного тела, и только в северо-западном конце оно несколько падает.

7) Содержание серебра в верхней части рудного тела возрастает от SE к NW и убывает в том же направлении в нижней части жилы.

В заключение описания рудного тела мы приведем список минералов, встречаемых в Белоусовском месторождении, и расположим их в две группы:

a) минералы, нами встреченные: лимонит, азурит, малахит, серицит, медный блеск, ковеллин, пирит, барит, лимонит, кальцит, анкерит, кварц, сфалерит, халькопирит, галенит, хлорит, тальк, серицит;

b) минералы, указываемые в литературе, кроме вышеперечисленных: андрадит, брошантит, галмей, гематит, гипс, куприт, „марганец черный“, мелантерит, миелин, медь, онкозин, охра медно-мышьяковая, пиролюзит, полуопал, повеллит, серебро, смитсонит, тенантит, турьит, тенардит, халькантит, хризоколла, ярозит.

Многие из перечисленных во второй группе минералов нами не были встречены лишь только потому, что окисленная зона в настоящее время, можно сказать, недоступна для исследования. Нам пришлось иметь дело лишь со скудными остатками охристых руд, находящихся на поверхности и не поступивших в плавку. Весьма вероятно, что если не все, то многие из этих минералов будут опять встречены, когда начнется разработка рудника. Лишь некоторое сомнение вызывает нахождение андрадита, находящегося по описанию П. Пилипенко в такой ассоциации: „кварц, андрадит, авгит-хризоколла, частью аморфный, медь-содержащий кремнезем-халцедон-кварц“. Судя по характеру Белоусовского месторождения и его генезису, трудно допустить, чтобы в этом месторождении в процессе рудообразования появились такие высокотемпературные минералы, как гранат и пироксен.

c) Тип месторождения.

Белоусовское месторождение имеет своеобразный тип, который может быть назван „алтайским“ по своей особенной структуре руды. Руда представляет тесную смесь пирита, халькопирита, сфалерита и галенита. Рудники Лазурский, Березовский и др. очень близки к Белоусовскому и отличаются от него теми или иными особенностями в составе и форме залегания. Из русских месторождений ближе всего к Белоусовскому стоят уральские полиметаллические месторождения; сюда относятся месторождения округов: Кыштымского, Верх-Исетского, Таналыкского и Сысертского. Но наиболее близкими из них являются месторождения Таналык-Баймакского (Юлалы) и Кыштымского округов.

Сходство Белоусовского и уральских месторождений заключается в следующем:

1) сходство вмещающих пород (сильно смятые туфы, порфироиды и сланцы);

2) согласное с вмещающими породами залегание месторождений;

3) сходство строения и мощности рудных жил;

4) сходство сложения руды.

Различие названных месторождений:

1) в уральских месторождениях склонение довольно крутое, в Белоусовском — пологое (NW 10—15°);

2) состав руды уральских месторождений несколько иной, чем у Белоусовского, а именно, они бедны цинковой обманкой, тогда как содержание других металлов в рудах почти такое же, как в Белоусовском.

Если мы теперь попробуем сравнить наше месторождение с иностранными, то увидим, что среди последних имеются некоторые месторождения, более или менее близкие к Белоусовскому. По классификации Weed [1]), охарактеризовавшего в своем труде медные месторождения всего света, Белоусовское месторождение ближе всего подходит к группе V — metamorphic deposits, именно, ко второму классу — „common pyrite deposits", известные под именем Huelva type.

К этому классу относятся такие, например, месторождения:

испанские — типа Rio-Tinto,
германские — типа Rammelsberg,
норвежские — типа Sulitelma-Röros,
северо-америк. — типа Schasta Copper Belt,
австралийск. Tasmania—типа Mount Lyell,
японские — типа Besshi, Mochibe Mine и другие в провинции Awa и Jyo.

Все эти месторождения Lindgren [2]) помещает в группу Pyritic replacement средней зоны. Stelzner und Bergeat [3]) выделяют их в группу Schistige Lagerstätten sulfidischer Erze, во вторую подгруппу Kieslager.

Сравним каждое из названных месторождений с Белоусовским.

a) Rio-Tinto.

Сходство:

1) сходство вмещающих пород: смятые глинистые сланцы и рассланцованные порфиры, включая риолитовые порфиры и кератофиры;

2) согласное залегание месторождений с вмещающими породами; они залегают в смятой зоне палеозойских сланцев вдоль линии контактов изверженных пород и глинистых сланцев или вдоль каких-либо других ослабленных мест;

3) линзообразная форма месторождений;

4) небольшое отклонение рудных тел от согласного положения со сланцами;

5) сходство общего характера руды и ее состава.

Различие:

1) меньшая рассланцованность порфиров в Rio-Tinto, которая наблюдается лишь местами;

2) большее количество линз (до 50) в Rio-Tinto;

3) руда Rio-Tinto почти сплошной пирит;

4) границы руды и боковых пород в Rio-Tinto более резки.

---

[1]) Weed. Copper Mines of the World.
[2]) Lindgren. The Mineral Deposits, p. 299. 1913.
[3]) Stelzner und Bergeat. Die Erzlagerstätten

b) Rammelsberg.

Сходство:

1) согласное залегание месторождения с вмещающими породами в смятой зоне, а также частичное отклонение рудных тел от согласного залегания;

2) сходство общего характера руды и ее состава;

3) границы рудного тела и боковых пород в Rammelsberg резко очерчены, в Белоусовском они хотя тоже довольно резкие, но часто наблюдаются переходные пояса.

Различие:

1) вмещающие породы в Rammelsberg принадлежат только осадочной толще, в Белоусовском—осадочным и изверженным;

2) месторождение Rammelsberg не состоит из такого ряда параллельных линз, как Белоусовское, а представляет собою довольно мощные (до 30 м., часто не более 2—3 м.) рудные тела;

3) в Rammelsberg жильным минералом является только барит, в Белоусовском барит присутствует в очень небольшом количестве; кроме того, в последнем месторождении присутствуют доломит, серицит, кварц;

4) давленность, спрессованность руды в Rammelsberg и почти полное отсутствие таковых явлений в Белоусовском месторождении.

c) Sulitelma-Röros.

Месторождения почти совершенно подобны Rammelsberg.

d) Schasta Copper Belt.

Месторождения довольно близки к Белоусовскому. Сходство заключается в следующем:

1) почти полное тождество вмещающих пород;

2) согласное залегание с вмещающими породами; месторождения расположены в смятой зоне (Scheare-zone) пород;

3) подобно Белоусовскому, месторождения состоят из нескольких рудных тел, сильно варьирующих в размерах (от прожилков до масс), мощностью до нескольких сот футов;

4) тождество характера руды и ее состава.

e) Mount Lyell.

Сходство:

1) тождество вмещающих пород;

2) тождество характера залегания месторождений;

3) сходство формы месторождений.

Различие заключается, главным образом, в несколько ином минералогическом составе руды. В Mount Lyell руда состоит, главным образом, из пирита, содержащего медный колчедан (меди 2—3%). Кроме того, в руде есть немного серебра и золота и небольшое количество жильных минералов: кварца и барита.

f) Besshi, Mochibe Mine и другие колчеданные месторождения провинций. Awa и Jyo [1]).

Сходство:

1) сходство вмещающих пород и изменения в них;

2) тождество характера залегания и формы месторождений;

3) пологое склонение (15—20°), совпадающее с направлением мелкой складчатости, в сланцах рудных тел японских месторождений целиком отвечает подобным же свойствам Белоусовского месторождения.

Различие:

Состав руды японских месторождений несколько отличается от руды Белоусовского месторождения; именно, первые состоят главнейше из пирита и небольшого количества медного колчедана (*Cu* 2—5%). Свинцовый блеск и цинковая обманка, а также и благородные металлы встречаются местами и в незначительном количестве.

Итак, по типу наше месторождение ближе всего стоит к уральским (напр., Юлалы, Кыштым) и довольно близко к некоторым иностранным (Mount Lyell, Besshi, Mochibe Mine, Rio-Tinto и др.).

d) Генезис.

Чтобы подойти к генезису Белоусовского месторождения, мы должны несколько остановиться на толковании генезиса сходных с ним и достаточно изученных месторождений. Более детально изучены в этом отношении месторождения Rio-Tinto, Rammelsberg и обширная группа норвежских месторождений, тогда как генезис других, ближе стоящих к Белоусовскому, месторождений освещен менее полно (сторонниками преимущественно одной американской школы). Поэтому нам следует познакомиться со взглядами на генезис месторождений Rio-Tinto и Rammelsberg, а потом высказать те или другие соображения относительно генезиса Белоусовского месторождения.

Генезис Rio-Tinto и Rammelsberg широко обсуждался авторами трех школ: немецкой, норвежской и американской, распространяющими свои взгляды на всю группу вышеперечисленных колчеданных месторождений.

1. Авторы немецкой школы—Klockmann, Stelzner und Bergeat [2]) рассматривают означенные месторождения, как осадочные, образовавшиеся одновременно с окружающими породами. Klockmann смотрит на пиритовые тела Rio-Tinto, как на конкреционные месторождения, образованные в грязи мелководных бухт и заливов и импрегнированные медью из предполагаемой эффузивной лавы. Главное доказательство он видит в согласном залегании колчеданов и сланцев. Тесное соотношение колчеданов и порфиров объяснялось тем, что поверхностные излияния порфиров слу-

[1]) Eijiro Sagawa. Report on the geology of the cupriferous pyrite deposite in the crystalline schists of the northern part of Awa and the north-western part of Jyo in the Island of Shikoku. Bull. of the Imp. Geol. Survey of Japan, v. XXII, № 1. 1910.

[2]) Stelzner und Bergeat. Die Erzlagerstätten.

жили источниками *Fe, Cu* и *S.* Klockmann принимал часть изверженных пород Rio-Tinto за эффузивные породы.

Несмотря на возражения Фогта и сторонников американской школы, немецкие ученые все время придают громадное значение теории осадочного происхождения колчеданных залежей. У них все чаще и чаще появляются статьи, посвященные этому вопросу. Ничуть не отказываясь от своей теории, они отыскивают все новые способы объяснения ее.

Canaval [1]) объясняет появление колчеданов выделением из коллоидных растворов.

Berg [2]), изучая природу месторождений группы пластообразных сульфидных масс, остающуюся и до сих пор в большинстве случаев неразгаданной, предлагает девять способов объяснения образования их: дифференциация, контактовое образование, осадочное образование, импрегнация, концентрация, метазоматизм, электролитическое выпадение, образование пластовых жил и пропитывание.

Не останавливаясь на характеристике образования месторождений тем или иным способом, мы посмотрим только, какие способы объяснения образования предлагаются для месторождений Rio-Tinto и Rammelsberg. Первое Berg относит к „концентрационным", второе—к месторождениям, образованным путем „электролитического выпадения". В основу концентрационного—концентрация компактных рудных масс (линзообразование) путем преобразования старых малокомпактных руд—способа образования месторождений Berg кладет существование первоначально самых разнообразных колчеданных проявлений, нисколько не ограничивая их формами фальбандов, но свободно допуская первоначально рассеянные магматические отделения в габбро или рядом с ним (Sulitelma-Röros) и гидротермальные эпигенетические пропитывания—Rio-Tinto. Он сравнивает образование линзочек кальцита в богатых известью миндалекаменных диабазах, диабазовых туфах и других породах с образованием линзочек колчедана, указывая, что колчедан так же легко растворим и вновь осаждаем, как и известь.

Образование месторождений путем „электролитического выпадения" основано на явлении сильного восстановительного и электролитического осаждающего действия старых сульфидов и битумов на рудоносные растворы.

Месторождение Rammelsberg относится к образованиям путем выпадения из гидротермальных рудных растворов (например, баритово-свинцово-цинковые) в колчеданных залежах, подобных квасцовым сланцам (alaunschieferartigen).

Осаждение битуминозных мергеля и глины, содержащих серный колчедан, происходит и в настоящее время, например в Черном море. Образование в этих случаях серного колчедана должно, по всей вероятности, быть близко поставлено к преобразованию мельниковита в серный колчедан—преобразованию, так хорошо изученному Bruno Doss [3]), показавшим влияние и значение мельниковита в образовании колчеданных месторождений.

---

[1]) R. Canaval. Alterverschiedenheiten bei Mineralien der Kieslager. Zeitschrift für prakt. Geol., S. 181. 1910.

[2]) G. Berg. Die Entstehung lagerförmiger Sulfidmassen. Zeitschrift für prakt. Geol., S. 45. 1915.

[3]) Bruno Doss. Melnikovit, ein neues Eisenbisulfid und seine Bedeutung für die Genesis der Kieslagerstätten. Zeitschrift für prakt. Geol., S. 453. 1912.

2. Представитель норвежской школы Фогт [1]) высказался в пользу эпигенетичности, рассматривая месторождения как проявления пнеуматолитической природы, образованные вследствие экструзии порфиров.

Фогт ставит месторождение Rio-Tinto в полную аналогию с месторождениями Sulitelma, Röros и Rammelsberg. Он высказывается против эффузивной природы изверженных пород, считая их интрузивными. Против осадочного образования он выставляет следующие доводы:

a) доказано, что месторождения подчинены разным горизонтам кульма; следовательно, необходимо было бы предполагать неоднократное повторение тождественных условий в течение довольно продолжительного времени;

b) порфир нередко проникнут колчеданом, при чем нет никаких оснований считать эту импрегнацию вторичной относительно главных месторождений;

c) приуроченность всех месторождений Испании, а также Норвегии и Rammelsberg к сильно смятым зонам и ограниченность тектоническими плоскостями колчеданных проявлений;

d) присутствие барита и некоторые другие факты, считавшиеся с точки зрения осадочной теории большею частью случайными.

3. Американцы с Линдгреном во главе, которые все более и более привлекают к себе сторонников, совсем не разделяют теории осадочного образования месторождений; означенные месторождения они относят к эманационным месторождениям средней зоны.

Finlayson [2]) доказывает метазоматический характер месторождений Rio-Tinto, образованных гидротермальными замещениями в смятой и разбитой зоне. Он полагает, однако, что месторождения были образованы после интрузии основных дайков и интрузивных залежей, по возрасту более поздних, чем порфир, и думает, что концентрация руд является по преимуществу магматическим процессом, сопровождающим дифференциацию серии интрузивных пород.

Lindgren [3]) указывает, что более поздний возраст месторождений в сравнении с основными интрузиями остается недоказанным. Ясно, что они гидротермального происхождения, на что указывают характер изменения и процессы замещения. Lindgren поддерживает взгляд Фогта, что гидротермальные процессы месторождения следовали за интрузией кислых и щелочных порфиров. Линдгрен указывает, что месторождения Rio-Tinto имеют много сходства с пиритовыми месторождениями Schasta County, California.

С другой стороны, не имеется доказательств пнеуматолитического происхождения месторождений Rio-Tinto. Наоборот, процессы замещения происходили при умеренной температуре и на умеренной глубине. Магнетит и пирротин присутствуют лишь в некоторых местах, например в Cala, при чем относительно происхождения их мнения разделяются: образовались ли эти минералы во время позднейшего динамометаморфизма, в процессе контактового метаморфизма, или же они относятся к первоначальным месторождениям.

---

[1]) Vogt. Ueber die Kieslagerstätten vom Typus Röros, Vigsnäs, Sulitelma in Norwegen und Rammelsberg in Deutschland. Zeitschrift für prakt. Geol. S. 41, 117, 173. 1894.

[2]) Finlayson. Petrology and Structure of the Pyritic Field of Huelva, Spain. Geol. Mag., v. VII, p. 220. 1910.

[3]) Lindgren. The Mineral Deposits.

Приняв во внимание все сказанное, попробуем несколько остановиться на вопросе о генезисе нашего месторождения.

Прежде всего, отпадает вопрос о пневматолитическом и вообще высокотемпературном образовании месторождения, против чего можно привести полное отсутствие высокотемпературных минералов; наоборот, наличие таких минералов, как барит, указывает на более или менее средние, умеренные температуры.

Также нет основания считать Белоусовское месторождение образованным осадочным путем, так как в пользу этого можно привести только согласное с боковыми породами залегание рудных тел.

Против этого можно привести следующее:

1) Согласное залегание не всегда характерно для нашего месторождения. Встречаются места, ясно указывающие на косое положение рудных тел к боковым породам (Гривнак; см. табл. VIII, фиг. 3, 4, 6). Данныя разведки путем алмазного бурения также дают указания на то, что рудные тела иногда лежат косо к вмещающим породам. В качестве примера можно привести скв. X, где наблюдается контакт косого положения рудной массы со сланцем, при чем руду нет оснований считать вторичной жилкой, так как она довольно мощна и ничем не отличается от первичной руды. В другом месте (скв. XII) рудные жилки довольно часто пересекают сланцы; на объяснении этого явления, как эпигенетичности месторождения, мы настаивать не будем, так как жилки не мощны и обогащены то тем, то другим минералом, а, следовательно, могут быть образованы вторичными процессами.

2) Замещение рудными и жильными минералами не только метаморфизованных осадочных пород, но и изверженных — порфироидов.

3) Отсутствие спрессованности и значительной давленности рудной массы, в то время как боковые породы сильно смяты, что указывает на отложение руды после главного периода динамометаморфизма.

Наблюдаемые же кристаллы пирита, подвергавшиеся давлению, еще не доказывают появления их до начала динамометаморфизма, приведшего породы площади рудника в сильно смятое состояние.

Известно, что горообразовательный процесс не есть скоро протекающее явление, а, наоборот, очень медленный, протекающий веками, процесс. Следовательно, вполне допустимо, что эманации, содержащие пирит, как следовавшие ранее других, отложили его еще до окончания горообразовательного процесса. Известно также, что породы рассматриваемой площади претерпели двоякий метаморфизм: региональный и рудный, при чем последний следовал за первым. Поэтому вполне возможно, что некоторая часть пиритовых импрегнаций была проявлена в конце периода регионального метаморфизма, так как известно, что этот метаморфизм сопровождается подъемом гидротермальных растворов, дающих те или иные минералы, например пирит, хлорит, серицит и др.

Теперь невольно напрашивается вопрос, какой промежуток времени разделял проявления рудных эманаций от регионального метаморфизма. Вопрос этот пока остается открытым, так как еще недостаточно изучен район Рудного Алтая, а в частности вопрос о возрасте пород, включающих Белоусовское месторождение, остается пока не выясненным.

Как бы ни был решен вопрос о времени проявления пиритовых импрегнаций, одно остается неоспоримым, что до проявления рудных эманаций горообразовательный процесс почти закончился; быть может, частично еще продолжались земные подвижки, оказавшие свое воздействие на ранее отложенные рудные минералы (пирит). Горообразовательными процессами были подготовлены пути для рудных растворов. Только после успокоения земных подвижек наступили условия, благоприятные для образования рудных месторождений. Жилы вторичного кварцита (окремненного фельзита), например гребень г. Гребенюхи, повидимому, являются не чем иным, как отпрысками магмы, давшей рудные эманации.

Из вышесказанного следует, что в пользу гипотезы осадочного образования Белоусовского месторождения у нас данных почти нет, все указывает, наоборот, на циркуляцию растворов, которые замещали боковые породы.

Характер минералов, сопровождающих рудные эманации, указывает на умеренную температуру, свойственную средней зоне, по Lindgren'y.

Горообразовательные процессы, местами сильно смявшие породы, нередко до частичного разрыва сплошности, вполне подготовили пути для гидротермальных растворов, пропитывавших всю смятую зону и отлагавших те или иные минералы. Последние естественно заполняли пустые пространства (трещины) и метазоматически замещали сланцы, особенно в местах сильного смятия. В результате этого образовались рудные тела, представляющие ряд плоских, более или менее параллельных линз, повторяющихся по простиранию.

На ряду с образованием линз, форма которых зависит от заполняемого пространства и неравномерного замещения боковых пород, повидимому, происходит линзообразование, вследствие раздвигания, расщепления сланцев. В последнем случае сланцы облегают рудную линзу. Примеры таких линз, правда, маломощных, у нас имеются в коллекции и изображены на табл. II, фиг. 13; они также указываются и в литературе, например у Гривнака.

Допуская подобное линзообразование в большом масштабе, мы невольно должны задаться вопросом: чему обязано такое явление, и какой силе подчинено раздвигание (расщепление) сланцев?

Нам кажется, что если не совсем, то до некоторой степени мы ответим на этот вопрос тем, что поставим линзообразование в аналогию с образованием линзообразных кристаллов доломита.

Иначе говоря, линзообразование и расщепление сланцев происходит за счет кристаллизационной силы. Ведь и при образовании кристаллов доломита сланцы расщепляются и плавно облегают кристаллы, которые приобретают линзовидную форму, так как при росте кристалла вдоль сланцеватости встречается меньшее сопротивление, чем в перпендикулярном направлении.

На образование рудных масс, повидимому, оказывает влияние и род боковых пород, так как известно, что битуминозные породы, особенно если они содержат вкрапленные колчеданы, действуют восстанавливающе на рудные растворы, способствуя отложению руды.

В нашем случае вмещающими породами являются глинистые и углисто-глинистые сланцы, содержащие значительное количество углистого вещества.

Эти сланцы, кроме того, могли содержать вкрапленность пирита, образованного либо путем преобразования осадочного сернистого железа, мельниковита, либо путем

отложения, быть может, совместно с другими колчеданами, в промежуток между региональным и рудным метаморфизмом, а именно, в конце первого, когда медленно циркулировали гидротермальные растворы.

Происходило ли образование пирита таким образом, вопрос, конечно, спорный, но одно остается определенным — это восстановительное действие углисто-глинистых сланцев, чему до некоторой степени обязана концентрация рудных масс, так близко прилегающих к углисто-глинистым сланцам.

В заключение этой главы следует сказать несколько слов о материнской породе, давшей минерализацию нашего месторождения.

Кроме вышеозначенных изверженных пород, на нашем участке, а также и в ближайших окрестностях выходов других каких-либо массивных пород нет. Только верстах в 8 к SE от рудника (у р. Иртыша) и верстах в 10 — 12 к NW от него мы встречаем выходы глубинных пород (граниты, диориты и др.) в первом месте и эффузивных (порфиры) и интрузивных (граниты и порфиры)—во втором.

При таких условиях весьма трудно судить, с какими изверженными породами связано Белоусовское месторождение. Более или менее определенно мы можем говорить пока только об отношении к месторождению залегающих вблизи него изверженных пород — порфироидов и окремненных фельзитов.

Что касается порфироидов, то установлено, что они древнее месторождения, а, следовательно, активными породами они быть не могли.

Окремненные же фельзиты (вторичные кварциты) не древнее, а, быть может, одновременны с месторождением, на что указывает связь оруденения с этими породами (г. Гребенюха, с. Брагина).

Таким образом, мы имеем некоторое основание связывать наше месторождение с окремненными фельзитами и считать, что магма, давшая залежи этих фельзитов, дала минерализацию Белоусовского, а также и прилегающих к нему месторождений. Но теперь является вопрос: какая это магма? Та ли, которая дала большие излияния порфиров, залегающих к NW, или же та, которая дала интрузии гранитов и диоритов, обнажающихся к SE, а также и к NW от Белоусовского рудника.

Поставленный вопрос определенно не может быть решен для Белоусовского месторождения, в виду удаления его от изверженных пород. Он может быть решен косвенно путем изучения других аналогичных месторождений Алтая, имеющих более тесную связь с изверженными породами.

В. ГРЕБЕНЮШИНСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ.

Месторождение расположено на юго-западном склоне г. Гребенюхи в полосе метаморфизованных песчано-глинистых и мергелистых сланцев.

В течение 5 лет (с 1857 по 1862 г.) оно разведывалось разрезами и шурфами. Были встречены окварцованные и оруденелые железными и медными охрами глинистые и хлоритово-серицитовые сланцы; местами оруденение достигает 1 арш. мощности и содержит в пуде руды до $10^1/_2$ фунт. меди и до 3 зол. серебра.

Разведочные работы, повидимому, не дали благоприятных результатов и прииск был заброшен.

В настоящее время можно лишь наблюдать обрушенные выработки и небольшие отвалы, в которых встречаются мелкие куски малахита и азурита.

В одном разрезе можно наблюдать сильно окварцованный и ожелезненный сланец, несущий примазки малахита. Мощность его достигает 1 — 2 арш.

В другом месте в серицитово- и хлоритово-известково-кварцевых сланцах проходит пласт сильно железистой баритово-кварцевой породы.

С целью встретить месторождение Компания „Russian Mining Corporation" в 1917/18 г. провела из одной точки две скважины: одну под углом 50°, другую под углом 80° к горизонту.

Так как скважинами никакого рудного тела не было встречено, то дальнейшие работы были прекращены.

Скважины пересекли одну и ту же толщу пород, падающих к NE под углом 30 — 40° к горизонту.

В темнозеленых туфах и туфовых сланцах залегает свита, мощностью в 40—45 м., представляющая перемежаемость хлоритово-известковых сланцев, метаморфизованных известняков, песчано-глинистых сланцев, а также фельзитов (?), кварцевых порфиров (?), туфов и туфовых сланцев.

Замечается довольно постепенный переход от туфов и туфовых сланцев, богатых кварцем, к хлоритово-известковым сланцам, содержащим прослои довольно чистых известняков и песчано-глинистых сланцев, может быть, и фельзитов (?). Под хлоритово-известковыми сланцами и над туфами, богатыми кварцем, лежит полоса метаморфизованных песчано-глинистых сланцев с прослоями кварцевого порфира (?) и туфа, богатого кварцем.

По мере приближения к хлоритово-известковым сланцам, туфы постепенно обогащаются серицитом. Хлоритово-известковые сланцы и известняки вообще не сильно перекристаллизованы; большею частью они подобны хлоритово-известковым сланцам, пересеченным скважинами Белоусовского месторождения. В них кое-где встречается мелкая вкрапленность пирита.

Песчано-глинистые сланцы с пластообразными залежами порфиров и прослойками туфов сильно серицитизованы, окварцованы и импрегнированы пиритом. Замечается, что чем больше порода вкраплена пиритом, тем сильнее она перекристаллизована — обогащена кварцем, серицитом и карбонатом. Последний подобен тому, какой мы встречали в рудной зоне Белоусовского месторождения.

Из рудных минералов в скважинах встречен только пирит, который, как замечается, более сильно импрегнирует песчано-глинистые сланцы. Последние в этих случаях изменены в тонколистоватые серицитово-кварцевые сланцы.

С. ШИПУЛИНСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ.

Месторождение находится в $1^1/_2$ в. к SE от Белоусовского рудника, по левую сторону рч. Глубочанки.

Обнажения пород здесь очень скудны (рис. 2). В настоящее время можно осмотреть не совсем заваленные шахты и два-три шурфа, проведенные в серицитово-кварцевых и метаморфизованных мергелистых сланцах и известняках. Породы падают под углом в 40 — 50° к NE. В известняках замечается окварцованный и оруденелый

пласт, меняющийся по мощности (достигает $^3/_4$ арш.) и представляющий не что иное, как тот же известняк, но подверженный метаморфизму.

Оруденение состоит из железных и медных охр. По прежним анализам [1]) содержание в пуде руды было до $^3/_4$ зол. серебра и $4^1/_2$ фунт. меди; по опробованию в лаборатории Компании „Russian Mining Corporation“ в охристой руде определено: *Cu* 4,2%; *Au* 1,5 гр. и *Ag* 53 гр. на тонну.

Рис. 2.

С целью встретить месторождение в 1918 г. была проведена скважина под углом 50° к горизонту. Она пересекла толщу серицитово-кварцевых, серицитово-известково-кварцевых и известково-кварцевых сланцев, мраморизованных известняков, мраморов и туфов. Все названные породы являются метаморфизованными глинистыми, песчано-глинистыми, мергелистыми сланцами и известняками; изредка в этих сланцах проходят прослойки туфов, богатых кварцем.

Пересеченные скважиной породы почти не несут оруденения, если не считать очень мелкой и редкой импрегнации пиритом.

D. ЗУДИЛОВСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ.

Месторождение находится в 5 в. почти к N от Белоусовского рудника на склоне горы, сложенной главным образом метаморфизованными известняками и мергелистыми сланцами, среди которых встречаются выходы глинистых сланцев, туфов и туфовых сланцев. Породы падают к NE.

В течение 2 лет с 1869 по 1871 г. были проведены разведочные выработки: шахты, шурфы и разрезы. Ими были встречены глинистые и мергелистые сланцы,

[1]) Архивные сведения.

пересеченные жилами оруденелого кварца [1]). Кварц окрашен железными и медными охрами и содержит свинцовый блеск.

По опробованию кусков кварца обнаружилось содержание серебра от 1 до 7 зол. и свинца от $1^3/_4$ до $3^1/_2$ фунт. в пуде руды [1]).

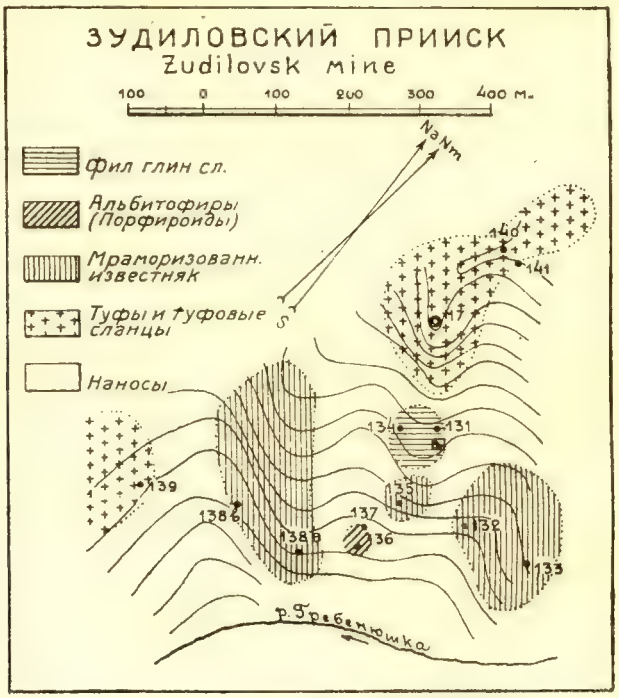


Рис. 3.

В настоящее время выработки завалены; в некоторых разрезах наблюдаются жилы оруденелого кварца в серицитово-кварцевых и глинистых сланцах. Кроме того, сланцы иногда пересечены жилками кальцита до 1—2 см. мощностью.

Глинистый сланец довольно сильно карбонатизован; содержит частые линзовидные кристаллы доломита.

По опробованию в лаборатории Компании „Russian Mining Corporation“ в 1914—1915 г. определено:

	Au	*Ag*	*Pb*	*Zn*	*Cu*
	гр. на тонну.				
1) В кварцевой жиле	1,5	181,5	0,8%	2,8%	0,5%
2) В оруденелом кварце	0,5	79,0	0,8 „	1,7 „	0,4 „
3) В груде оруденелого кварца при Западной шахте	1,0	76,0	0,2 „	2,8 „	0,08%
4) В сланце, содержащем кварцевые прожилки	0,5	27,5	—	—	—

[1]) Подробное описание прежних работ см. „Архивные сведения“.

В. ДРУГИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ.

Кроме вышеописанных месторождений, на заснятой площади осмотрено еще несколько оруденелых мест.

Наиболее сильное оруденение из них принадлежит гребню г. Гребенюхи, с юго-западной стороны которого в серицитово-кварцевых сланцах было проведено (в 1858—1861 гг.) несколько шурфов и шахт [1]).

В отвалах выработок находятся куски серицитово-кварцевых сланцев, местами окрашенных железными охрами в буроватый и бурый цвет. Изредка сланцы несут примазки малахита.

На северо-восточном склоне г. Гребенюхи была проведена шахта в тонколистоватых, сильно плойчатых сланцах светложелтого цвета. Сланцы легко растираются в мелкий порошок. Из этой шахты местные жители брали для своих нужд белую глину.

К Е от г. Гребенюхи встречаются шурфы в мергелистых сланцах, несущих примазки бурого железняка и малахита. На вершине сопки Долгий Мыс, находящейся в $1^3/_4$ в. к Е от г. Гребенюхи, в черных туфах и туфовых сланцах встречены примазки малахита (обн. № 182). Это место заслуживает особенного внимания, так как в туфах, содержащих зеленые примазки, химическим анализом, кроме CuO, обнаружено V_2O_5 в количестве 0,3%.

Кроме того, между скв. XIII Белоусовского месторождения и Гребенюшинским приском, в месте соприкосновения альбитофиров и туфов с хлоритово-известковыми сланцами проходит сильно железистая кварцитовая жила, окрашенная в темнокрасный цвет. Мощность ее 1—2 арш., длина около 10 саж.; она залегает согласно с боковыми породами.

Кроме того, сюда следует отнести оруденелые места на склоне сопки Брагиной, находящейся почти к Е верстах в 4 от Белоусовского рудника.

---

[1]) Архивные сведения.

ГЛАВА VII.

История Белоусовского рудника. Значение отдельных месторождений, топливо, лес, рабочие руки.

Белоусовский рудник открыт бергейером Василием Белоусовым в 1797 г. Месторождение начали разрабатывать с поверхности тремя шахтами—Восточной, Средней и Западной (см. табл. VIII), которыми оно и было очищено до колчеданистой зоны, где работы были остановлены; к западу было обнаружено продолжение охристых руд, по кромке которых продолжались работы, а по мере развития последних к W от Западной шахты постепенно проводились новые: в 1842 г. Новая, в 1860 г. Николаевская, в 1866 г. Георгиевская и в 1880 г. Петровская шахты.

В первых числах марта 1887 г. рудник был затоплен за невозможностью правильно поддерживать водоотлив.

Все прежние работы велись в зоне вторичного обогащения (окисленной), и к 1887 г. почти все эти руды были вынуты. Колчеданистые руды, как содержащие сравнительно меньше меди и требовавшие сложной и дорого стоящей обработки, вовсе не вынимались.

В 1900 и 1902 гг. были образованы комиссии для рассмотрения вопроса о возобновлении Белоусовского рудника, которые пришли к тому заключению, что нет основания к возобновлению рудника, так как оказалось, что себестоимость меди, рассчитанная на основании стоимости обработки руды, была выше рыночной.

В 1915 г. Белоусовский рудник в числе месторождений Змеиногорской концессии был законтрактован Компанией „Russian Mining Corporation“. Рудник на короткое время был откачен, было произведено опробование выработок (взято около 1.000 проб), и рудник снова был затоплен. Результаты опробования не опубликованы и до настоящего времени сохраняются Компанией в тайне. О благоприятных результатах осмотра и опробования лишь можно догадываться, так как сразу же было приступлено к разведке месторождения посредством алмазного бурения.

Первая (I) скважина была задана под Николаевскую шахту — она встретила рудное тело в выклинивающейся части. Вторая (II) скважина задана под Петровскую шахту с расчетом встретить рудное тело на глубине 100 м. от поверхности.

Так как эта скважина встретила мощную рудную жилу, то в том же месте была заложена другая скважина (II-A), встретившая рудное тело в выклинивающейся части, на глубине 160 м. от поверхности. После этого задавались другие скважины,

и в течение 1916, 1917 и части 1918 гг. было проведено 16 скважин, расположенных в 2 ряда: 12 в первом и 4 во втором.

Скважины первого ряда задавались с целью пересечь месторождение на глубине 100 м. от поверхности, скважины второго ряда встретили рудное тело на глубине 150 м. (II-A), 170 м. (VII-A), 220 м. (XI-A), 250 м. (XIII-A) от поверхности.

Угол наклона скважин к горизонту:

a) первого ряда: 50° — скв. V, VI, VII, X, XII, XIII; 55° — скв. II, IV; 60° — скв. I, III, VIII; 90° — скв. XI;

b) второго ряда: 75° — скв. II-A, VII-A; 90° — скв. XI-A, XIII-A.

Последняя скважина (XIV), прошедшая 100 фут., вследствие ликвидации работ Компании была остановлена в хлоритово-известковых сланцах.

О последовательности проведения скважин и о расстоянии между ними можно судить на основании нумерации и расположения их на прилагаемой геологической карте (табл. V).

В 1917 — 1918 гг. было проведено 2 скважины на Гребенюшинском и 1 скважина на Шипулинском приисках. Скважины рудного тела не встретили.

За все время разработки рудника получено 5.797.913 пуд. сортированных руд и из них 370.177$^1/_2$ пуд. меди. Содержание меди колеблется от $1^1/_8$ до $4^3/_4$ фунт. в пуде руды. Годовая производительность была различная, максимальная в 250.000 пуд., например, в 1861 г.

В руднике остались подготовленные целики (колчеданистые руды), заключающие 1.465.300 пуд. руды со средним содержанием $2^{41}/_{96}$ фунт. меди, а во всем количестве 88.142$^1/_2$ пуд. меди.

Предполагая, что нижние горизонты залегания руды сохраняют мощность верхних, т.-е. 0,4 саж., Комиссия в 1902 г. исчислила вероятный запас руды не в 1,5 милл., а в 4 милл. пудов.

Разведочными работами на 8-м и 9-м этажах выяснено, что к SE от Новой шахты жила выклинивается, и можно было рассчитывать на более или менее значительный запас руды к NW от Новой шахты. Алмазным бурением 1916 — 1918 гг. очерчена рудная жила, имеющая форму, показанную на табл. VII.

По простиранию она прослежена на протяжении 1,7 м., и нужно полагать, что дальнейшее бурение покажет продолжение ее к NW. Ширина рудной массы меняется от 60 до 200 м. Средняя мощность в верхней (на глубине 100 м.) части жилы 4,9 м., нижней—2 м.

Общее количество рудной массы между скважинами I и XIII выражается в 1.400.000 тонн при среднем содержании:

Cu	3,8%	*Zn*	7,5%	*Pb*	0,7%
Ag	40 гр.	*Au*	1,5 гр. на тонну.		

Вероятные запасы чистых металлов (в тоннах):

Cu	54.000
Zn	105.000
Pb	10.000
Au	2
Ag	56

Вышеприведенные цифры, особенно если принять во внимание то, что Белоусовское месторождение нуждается в дальнейшей разведке по простиранию, уже достаточно подчеркивают промышленное значение этого рудника и его роль в развитии промышленности на Алтае.

Указанные выше запасы металлов уже позволяют приступить к эксплоатации, хотя последнюю целесообразно было бы начать после более законченного оконтуривания месторождения путем дальнейшей разведки, так как более полное выявление промышленной ценности месторождения позволит наиболее рационально поставить его разработку. Другие месторождения исследованного участка, повидимому, не изменят промышленного значения Белоусовского, так как среди них если и окажутся промышленные, то во всяком случае гораздо более бедные в сравнении с Белоусовским.

Белоусовское месторождение является одним из наиболее крупных месторождений на Алтае; по разведанным запасам оно уступает Риддерскому и превосходит Зыряновское, Змеиногорское и др.

Разработка месторождений потребует большого напряжения в отношении перевозочных средств, доставки топлива и пр. Несомненно, что р. Иртыш сыграет большую роль в этом отношении, но также несомненно, что потребуется прокладка новых железных дорог, например Семипалатинск — Усть-Каменогорск, чтобы соединиться с Сибирской магистралью.

Разработка месторождений потребует большого количества леса (постройки, крепежный материал и пр.) и топлива. Так как район Белоусовского рудника, а также район большей части прилегающего Алтая безлесный, то придется пользоваться лесом удаленных мест. Река Иртыш и в этом случае окажет свои незаменимые услуги. По ней будет сплавляться лес из Горного Алтая (Бухтарма, Нарым и др.) и по железнодорожным веткам доставляться к месту назначения.

Гораздо серьезнее обстоит вопрос с топливом. Ближайшими месторождениями каменного угля являются месторождения Экибастузское Павлодарского уезда, ныне разрабатываемое, и Кендерлыкское Зайсанского уезда, ожидающее разработки.

Но удаленность месторождений угля: Экибастузского, находящегося от г. Усть-Каменогорска в 600 в. вниз по Иртышу и в 100 в. к SW от последнего, и Кендерлыкского—в 500 в. вверх по Иртышу и в 70 в. к югу от м. Буран на р. Черном Иртыше, заставит искать другого вида топлива—„белый уголь“, о котором вопрос уже начал подниматься. Еще ранее были попытки использовать энергию рек Алтая (Бухтарма), окончившиеся, к сожалению, неудачно. Для района Белоусовского рудника можно было бы использовать энергию р. Убы. Уже в 1917/18 г. были предприняты некоторые шаги для познания течения р. Убы и намечались места, где можно было бы поставить плотины и ближе подойти к намеченной цели. Можно предполагать, что электрическая энергия сыграет крупную роль в промышленном расцвете Алтая.

Что касается рабочей силы, которая потребуется при развитии промышленности, то таковой Алтай обеспечен, так как он достаточно населен. Если ранее рудники были местом, у которого вырастали села, то и теперь разработка месторождений будет привлекать жителей из отдаленных районов.

Заключение.

Выше была дана характеристика Белоусовского месторождения как с геологической, так и с промышленной точки зрения. Приводились те более или менее хорошо установленные цифры, которые выражают промышленное значение рудника. Несмотря на то, что месторождение далеко еще не разведано по простиранию, уже выявлены достаточно большие запасы металлов (меди и цинка), которым, конечно, не следовало бы оставаться неиспользованными. Особенно это относится к меди, нужда в которой растет непрерывно. В истории возрождения промышленности России несомненно сыграет большую роль электрификация, которая потребует огромное количество меди. Но если мы подойдем к Белоусовскому месторождению с металлургической точки зрения, то придем к тому заключению, что, вероятно, ему еще придется оставаться неиспользованным, если не будет найден достаточно рациональный способ обработки руды, с какою целью уже были поставлены и, повидимому, в большом количестве опыты за границей. Дело в том, что белоусовская руда, имеющая своеобразное строение, состоит из двух металлов промышленного значения—меди и цинка и при указанном содержании пирита должна обрабатываться без ущерба для какого-либо из них (цинка).

Геологический Комитет.

1921 г.

ПРИЛОЖЕНИЕ.

Описание колонок скважин Белоусовского месторождения.

Скважина I.

0′—167′ Наносы.

167′—276′ Темновато-зеленый хлоритово-известковый сланец.

276′—290′ То же, но содержит больше серицита и не содержит эпидота. Наблюдается редкая вкрапленность пирита и жилки карбоната. Цвет желтовато-серо-зеленый.

290′—300′ Серовато-зеленый метаморфизованный песчаник, подобный предыдущему сланцу, но не содержащий карбоната.

П. м. Состоит из альбита, кварца, хлорита, серицита и вкрапленности пирита.

300′—320′ Темнозеленый филлитовый песчано-глинистый сланец, пересеченный карбонатово-кварцевыми жилками. В сланце наблюдается мелкая вкрапленность пирита.

П. м. Подобен предыдущему, но содержит еще карбонат.

320′—348′ Темносеровато-зеленый филлитовый глинистый сланец, содержащий мелкую вкрапленность пирита.

348′—366′ Зеленовато-черный с смоляным блеском хлоритово-кварцевый сланец с мелкой вкрапленностью пирита.

П. м. Состоит из кварца, небольшого количества хлорита и вкрапленности пирита.

366′—380′ Светлосеровато-зеленый метаморфизованный фельзит.

П. м. Состоит из альбита, кварца, хлорита, серицита и карбоната. Довольно много тонкозернистого карбоната, образующего полоски, проходящие по сланцеватости породы.

380′—400′ Светло- и темнозеленый серицитово-хлоритово-кварцевый сланец с редкой вкрапленностью пирита.

П. м. Состоит из кварца, хлорита, серицита, карбоната и вкрапленности пирита.

400′—401′ Светлозеленовато-серый серицитово-кварцевый сланец.

П. м. Подобен предыдущему, но содержит больше серицита.

401′—402′ То же, лишь более сильно перекристаллизован и оруденен.

402′—403′ Темнозеленый хлоритовый сланец, пересеченный карбонатово-кварцевыми и рудными жилками.

Шлиф сделан из рудной жилки.

П. м. Жилка состоит из пирита, сфалерита, халькопирита и галенита.

403′—415′ Серовато-черный сильно плойчатый филлитовый углисто-глинистый сланец, очень слабо вскипающий с *HCl*.

П. м. Сланец состоит из кварца, глинистой и углистой массы, серицита, карбоната и вкрапленности пирита. Наблюдаются пиритокарбонатовые жилки.

415′—420′ То же, но чаще пересеченный карбонатово-кварцевыми жилками, проходящими по плойчатости.

420′—431′ То же, но еще чаще пересеченный карбонатово-кварцевыми жилками, проходящими большею частью по сланцеватости. Сланец сильно вскипает с *HCl*, он содержит много углистого вещества.

431′—465′ Сланец, подобный породе с глуб. 403′—415′; наблюдается очень мелкая и редкая вкрапленность пирита.

465′—473′ Темносерый с зеленоватым оттенком филлитовый глинистый сланец.

П. м. Состоит из кварца, глинистой массы и зерен полевого шпата, карбоната и серицита.

В тонкосланцеватой массе породы встречаются редкие мелкие округленные песчинки кварца и полевого шпата.

473′—496′ Серо-зеленоватый метаморфизованный кварцевый альбитофир.

П. м. Порода состоит из выделений альбита и кварца и тонкозернистой полевошпатово-кварцевой основной массы. Кроме того, наблюдаются серицит и карбонат.

496′—503′ Темносерый с зеленоватым оттенком филлитовый глинистый сланец, содержащий мелкую вкрапленность пирита.

503′—515′ Темносерый с зеленоватым оттенком серицитовый сланец.

П. м. Сланец состоит из небольшого количества кварца, хлорита и карбоната (доломита) и обильного серицита. Кроме того, наблюдается вкрапленность пирита.

В сланце замечаются отдельные линзочки доломита, расположенные вытянутостью по сланцеватости породы.

515′—527′ Светлосерый, с зеленоватым оттенком, метаморфизованный песчано-глинистый сланец.

П. м. Подобен сланцу с глуб. 465′—473′.

527′—540′ Темносерый, с зеленоватым оттенком, филлитовый глинистый сланец.

П. м. Порода подобна сланцу с глуб. 403′—415′.

540′—560′ Темносерый, с зеленоватым оттенком, метаморфизованный фельзитовый альбитофир.

П. м. Альбитофир подобен породе с глуб. 473′—496′, но мало содержит выделений кварца. Замечается довольно сильная карбонатизация.

560′—580′ Светлозеленый метаморфизованный кварцевый альбитофир.

П. м. Подобен породе с глуб. 473′ — 496′, но содержит, кроме указанного, цоизит, эпидот и хлорит.

Скважина II.

0′—128′ Наносы.

128′—356′ Темновато-зеленый хлоритово-известковый сланец, подобный сланцу, встреченному скважиной I, а также и скважинами XI-A и XIII. Местами сланец имеет различные буроватые оттенки, вследствие пропитывания лимонитом.

356′—412′ Темновато-зеленый хлоритово-известковый сланец, подобный предыдущему, но более значительно серицитизованный.

412′—415′ Мелкозернистая руда, слабо вскипающая с *HCl*.

П. м. Состоит из пирита, доломита, галенита, халькопирита и небольшого количества кварца и хлорита.

Из безрудных минералов преобладает карбонат (доломит), встречающийся большею частью в виде мелких зерен и реже в виде крупных линз.

415′—421′ Светлосерый серицитово-кварцевый сланец с редкой вкрапленностью пирита и жилками $CuFeS_2$.

П. м. Сланец состоит из кварца, серицита, карбоната и пирита.

421′—422′ В темнозеленом хлоритовом сланце довольно часто проходят жилки медного колчедана.

П. м. Сланец состоит из хлорита, кварца и рудных минералов: пирита и халькопирита.

Шлиф сделан из той части породы, в которой преобладают рудные жилки. Наблюдаются небольшие пятна тонкопластинчатого, почти бесцветного, частью серицитизованного, хлорита. Кварц присутствует в небольшом количестве; карбоната (доломита) больше, чем кварца, при чем он цементирует рудные минералы.

422′—423′6″ Зеленовато-белый серицитово-тальковый сланец с редкой и мелкой вкрапленностью пирита.

П. м. Порода состоит из тонкочешуйчатого талька, незначительного количества серицита, редкой вкрапленности пирита и доломита. Карбонат (доломит) встречается в сланце либо в виде тонкозернистой массы, либо в виде одиночных линзочек.

423′6″—425′ Почти сплошная руда (частые жилки в темновато-зеленом хлоритово-серицитовом сланце). Руда слегка вскипает с *HCl*.

П. м. Состоит из пирита, халькопирита, карбоната и небольшого количества кварца, хлорита и серицита.

Карбонат (доломит) присутствует в большом количестве; в нем замечаются точки, пятнышки и жилки медного колчедана. Жилки последнего иногда располагаются по спайности. Пирит большею частью в кристаллах округленной формы.

425′—433′ Руда—частые жилки и вкрапленность рудных минералов в темнозеленом серицитово-хлоритовом сланце, слегка вскипающая с *HCl*.

П. м. Руда подобна предыдущей.

Карбонат (доломит) встречается то в виде одиночных кристаллов линзовидной формы, то в виде мелких зерен.

433′—436′ Руда в виде жилок, располагающихся по плойчатости, и в виде вкрапленности рудных минералов в темнозеленом серицитово-хлоритово-кварцевом сланце.

П. м. Руда состоит из пирита, сфалерита, халькопирита, кварца и небольшого количества хлорита и серицита.

436′—437′6″ Частая вкрапленность пирита и медного колчедана и жилки их в серовато-зеленом серицитово-хлоритовом сланце.

П. м. Наблюдаются хлорит, кварц, пирит, карбонат, галенит, сфалерит и серицит.

437′6″—440′ Мелкозернистая руда в виде частых рудных жилок, проходящих по сланцеватости в темнозеленом серицитово - хлоритовом сланце. С *HCl* слабо вскипает.

П. м. Руда состоит из небольшого количества кварца, пирита, карбоната, сфалерита, халькопирита и небольшого количества серицита. Из безрудных минералов более всего развит карбонат (доломит).

440′—442′ Зеленовато-серый филлитовый глинистый сланец, содержащий редкую и мелкую вкрапленность пирита.

П. м. Порода состоит из кварца и небольшого количества карбоната, серицита и глинистого вещества; наблюдаются кристаллы доломита, имеющие в сечении линзовидную форму.

442′—446′ Зеленовато-серый серицитово-кварцевый сланец с мелкой вкрапленностью пирита.

П. м. Порода представляет собою песчано-глинистого типа сланец, подобный предыдущему, но гораздо более перекристаллизованный и состоящий из кварца, серицита и вкрапленности пирита.

446′—449′ Темнозеленый хлоритово-кварцевый сланец, довольно часто вкрапленный пиритом. Величина кристаллов последнего различная и достигает $1^1/_2$ мм. в стороне куба.

П. м. Сланец состоит из кварца и небольшого количества хлорита, пирита, галенита, халькопирита и серицита.

У вкрапленников пирита замечается сильная перекристаллизация кварцевого вещества.

449′—453′ Светлосерый с зеленоватым оттенком серицитово-кварцевый сланец с частой вкрапленностью пирита, располагающейся большею частью по сланцеватости породы.

П. м. Состоит из кварца, серицита, пирита и небольшого количества галенита. В серицитово-кварцевой массе разбросаны вытянутые по сланцеватости зерна (линзы) кварца. У вкрапленников пирита замечается сильная перекристаллизация кварцевого вещества.

453′—455′ Почти сплошная тонкозернистая руда, очень слабо вскипающая с *HCl*. В тонкозернистой массе наблюдаются округленные зерна пирита, достигающие $^1/_2$ мм. в диаметре.

П. м. Руда состоит из пирита, карбоната, сфалерита, галенита, халькопирита и небольшого количества полевого шпата, кварца и серицита. Редко встречаются объеденные зерна полевого шпата (альбита ?).

455′—457′ Сплошная тонкозернистая руда. В тонкозернистой массе рудных минералов встречаются зерна пирита более крупных размеров, $^1/_4$—$^1/_2$ мм. Они имеют большею частью округленную форму.

П. м. Руда подобна предыдущей, но содержит галенита больше, чем сфалерита.

457′—459′ Вкрапленность и жилки руды в серовато-зеленом хлоритово-серицитовом сланце. С *HCl* очень слабо вскипает.

П. м. Наблюдаются пирит, карбонат, халькопирит и небольшое количество кварца, хлорита и серицита. Карбонат (доломит) — в виде одиночных кристаллов, имеющих линзовидную форму.

459′—461′ То же, но замечается больше жилок медного колчедана.

461′—472′ Серовато-черный филлитовый углисто-глинистый сланец.

П. м. Состоит из углистого и глинистого вещества, кварца, карбоната и серицита.

472′—490′ Темносерый филлитовый глинистый сланец.

П. м. Состоит из небольшого количества углистого и глинистого вещества, кварца, пирита и серицита. Наблюдаются карбонатово-кварцевые жилки.

Скважина II-А.

0′—92′ Наносы.

92′—126′ Хлоритово-известковый сланец, подобный ранее описанным сланцам.

126′—151′ Серицитово-кварцевый сланец, содержащий редкую вкрапленность пирита и пересеченный жилками кварца.

151′—448′ Хлоритово-известковый сланец, подобный породе с глуб. 92′—126′.

448′—475′ Темносерый, с зеленоватым оттенком филлитовый глинистый сланец с мелкой и редкой вкрапленностью пирита.

475′—508′ Зеленовато-черный со смоляным блеском филлитовый глинистый сланец с мелкой вкрапленностью пирита.

508′—518′ Светлосерый с зеленоватым оттенком серицитово-кварцевый сланец с вкрапленностью и жилками руды.

518′—538′ Сланец, подобный предыдущему, но содержащий меньше серицита и имеющий более редкую вкрапленность пирита.

П. м. Состоит из кварца и небольшого количества хлорита (?), серицита, пирита и карбоната.

538′—571′ Сланец, подобный предыдущему и имеющий также мелкую вкрапленность пирита. Серицита немного больше, карбоната нет.

571′—576′ Светлозеленый серицитово-кварцевый сланец, подобный предыдущему.

У вкрапленников пирита часто наблюдается сильная перекристаллизация кварцевого вещества.

576′—577′ В сланце, подобном предыдущему, проходит жилка руды, мощностью в 5 дюймов. Руда состоит почти из сплошной массы рудных минералов, в которой изредка проходят прослойки серицитово-кварцевого сланца, часто вкрапленного теми же рудными минералами. Образец, взятый для шлифа, представляет жилку, мощностью около 8 мм., сплошной руды в серицитово-кварцевом сланце, слабо импрегнированном пиритом.

П. м. Руда состоит из пирита, карбоната, халькопирита и небольшого количества кварца.

577′—579′ Белый с желтоватым оттенком серицитово-кварцевый сланец.

П. м. Состоит из кварца, карбоната и серицита.

579′—592′ Светлосерый с желтоватым оттенком серицитово-кварцевый сланец, содержащий мелкую вкрапленность пирита. В тонкослоистой серицитово-кварцевой массе лежат линзовидные зерна кварца.

П. м. Подобен предыдущему, но содержит вкрапленность пирита.

592′—607′ Перемежаемость светлосерого с зеленовато-желтым оттенком серицитово-кварцевого и зеленовато-черного хлоритового сланцев. Образчик, взятый для шлифа, представляет собою прослоечек, около 5 мм. мощностью, хлоритового сланца в серицитово-кварцевом сланце.

П. м. Полоска почти бесцветного серицитизованного хлорита проходит в серицитово-кварцевом сланце, состоящем из кварца, карбоната, серицита и редкой вкрапленности пирита. Карбонат (доломит) встречается в виде довольно крупных кристаллов, имеющих в сечении линзовидную форму. Серицит—то в виде войлочной массы, то в виде более или менее значительных пластинок. Последние иногда располагаются вокруг кристаллов пирита, при чем вытянутость пластинок следует ограничению пирита.

607′—609′ В зеленовато-черном хлоритовом сланце наблюдаются жилки медного колчедана и вкрапленность пирита.

П. м. Наблюдаются хлорит, пирит, карбонат, халькопирит, серицит и кварц.

Хлорит довольно сильно серицитизован; серицит развивается в виде пластинок и располагается независимо от сланцеватости.

Наблюдаются отдельные прослойки серицитово-кварцевой массы, состоящей из тонкозернистого кварца, проникнутого тонкими пластинками серицита. В трещинках пирита часто располагается медный колчедан.

609′—611′ Светлосерый с зеленоватым оттенком серицитово-кварцевый сланец.

П. м. Состоит из кварца, серицита и вкрапленности пирита.

В породе довольно редко вкраплен пирит, у которого замечается сильная перекристаллизация кварцевого вещества. Вообще замечается усиленная перекристаллизация породы в местах проявления более частой вкрапленности пирита. В тонкозернистой серицитово-кварцевой массе кое-где разбросаны зерна кварца, имеющие большею частью овально-округленную форму, часто с объеденными краями, подобно породе с глуб. 579′ — 592′.

611′—620′ Сланец, подобный предыдущему, но имеющий несколько более темный цвет.

П. м. Подобен предыдущему, но более сильно перекристаллизован и содержит карбонат, располагающийся или в виде отдельных линзовидных кристаллов, или в виде жилок, проходящих по сланцеватости. Карбонат (доломит) с *HCl* не вскипает.

620′—640′ Светлосерый серицитово-кварцевый сланец, подобный породе с глуб. 609′—611′.

П. м. Подобен породе с глуб. 609′—611′, но содержит карбонат. Порода несет тонкую вкрапленность пирита. Карбонат с *HCl* не вскипает.

640′—689′ Серовато-черный филлитовый углисто-глинистый сланец с редкой вкрапленностью пирита. С *HCl* не вскипает.

П. м. Подобен сланцу с глуб. 461′ — 472′ скв. II, но содержит больше серицита и вкрапленность пирита.

Скважина III.

0′—226′ Наносы.

226′—362′ Хлоритово-известковый сланец.

362′—372′ Светлосерый рассланцованный порфир (альбитофир).

372′—386′ Зеленовато-черный с смоляным блеском хлоритовый сланец, содержащий вкрапленность пирита. Последний образует густо вкрапленные полоски, проходящие по сланцеватости (плойчатости) породы.

386′—434′ Светлозеленовато-серый серицитово-кварцевый сланец с редкой вкрапленностью пирита.

434′—449′ Зеленовато-черный с смоляным блеском хлоритовый сланец, содержащий очень мелкую вкрапленность пирита, неравномерно распределенную на протяжении 5 фут.

449′—455′ Зеленовато-серый кварцитовый (серицитово-кварцевый) сланец, усеянный зернами пирита, которые местами настолько часты, что образуют жилкообразные полоски, вытянутые преимущественно по сланцеватости.

П. м. Сланец состоит из кварца, вкрапленности пирита и небольшого количества серицита. Он представляет собою перемежаемость сланцеватой тонкозернистой массы кварца, содержащей мелкую и редкую вкрапленность пирита, с более перекристаллизованной массой кварцевого вещества (более крупнозернистого кварца), более часто усеянной вкрапленностью пирита.

455′—458′ Хлоритовый сланец, представляющий собою более или менее хорошо выраженную перемежаемость тонких слоев, окрашенных в светло-зеленый и зеленовато-черный цвета. В сланце наблюдается вкрапленность пирита.

458′—460′ Почти сплошная вкрапленная руда в рассланцованном альбитофире.

П. м. Состоит из альбита, кварца, пирита, карбоната, сфалерита, халькопирита, галенита и серицита.

Альбит—№ 5; $\perp(100)$; $BNg = 87°$; $BNp = 6°$.

460′—461′ Сланец, подобный породе с глуб. 464′—465′.

461′—464′ Сланец, подобный породе с глуб. 469′—471′.

464′—465′ Сильно оруденелый серицитово-кварцевый сланец (рассланцованный альбитофир). Порода почти нацело замещена рудными минералами.

П. м. Подобна предыдущему, но содержит меньше галенита и больше серицита.

465′—467′ Зеленовато-серый, пересеченный кварцевыми жилками, кварцитовый (серицитово-кварцевый) сланец с мелкой вкрапленностью пирита.

П. м. Подобен породе с глуб. 449′—455′, но содержит карбонат.

Карбонат (доломит) встречается либо в виде весьма мелких зерен, либо в виде линзовидных кристаллов. Местами наблюдается сильная перекристаллизация кварцевого вещества, особенно хорошо выраженная возле вкрапленников пирита. Иногда в кристаллах пирита встречаются пластинки серицита.

467′—473′ Темнозеленовато-серый серицитово-кварцевый сланец, пересеченный жилками кварца и вкрапленный зернами пирита, которые иногда настолько часты, что образуют жилки (полоски). Порода напоминает образец с глуб. 478′—487′.

473′—478′ Серовато-черный филлитовый углисто-глинистый сланец.

478′—487′ Сланец, подобный породе с глуб. 528′—540′. С *HCl* слабо вскипает.

487′—519′ Серовато-черный филлитовый углисто-глинистый сланец, по сланцеватости которого часто проходят тонкие кварцево-карбонатовые жилки, сильно вскипающие с *HCl*.

519′—528′ Зеленовато-серый серицитово-кварцевый сланец.

П. м. Состоит из полевого шпата, кварца, пирита, карбоната и серицита.

По сланцеватости породы проходят полоски—жилки тонкозернистого карбоната.

528′—540′ Зеленовато-серый серицитово-кварцевый сланец (рассланцованный порфир ?).

П. м. Состоит из альбита, кварца, карбоната и серицита.

540′ до конца скваж. Светлосероватый серицитово-кварцевый сланец.

П. м. Состоит из кварца и серицита.

Скважина IV.

0′—237′ Наносы.

237′—381′ Хлоритово-известковый сланец.

381′—412′ Сланец, подобный породе с глуб. 237′—381′. Сланец также не содержит вкрапленности пирита, но чаще пересечен карбонатовыми жилками, имеющими неправильную форму и проходящими большею частью независимо от сланцеватости.

412′—425′ Светлосерый тальковый (серицитовый) сланец, жирный наощупь и царапающийся ногтем.

П. м. В тальковой (серицитовой) массе то тут, то там замечаются линзочки доломита.

425′—434′ Зеленовато-серый серицитово-кварцевый сланец, содержащий мелкую вкрапленность пирита. Сланец подобен породе с глуб. 434′—435′9″.

434′—435′9″ Зеленовато-серый серицитово-кварцевый сланец, с мелкою вкрапленностью пирита и жилками медного колчедана.

435′9″—437′ Зеленовато-черный хлоритово-кварцевый сланец, в котором кое-где проходят жилки пирита и медного колчедана.

П. м. Порода состоит из кварца, хлорита, карбоната, пирита, сфалерита (мало), медного колчедана и галенита. Наблюдаются жилки пирита и халькопирита.

437′—437′9″ В зеленовато-сером серицитово-кварцевом сланце довольно часто проходят жилки медного колчедана. С *HCl* порода не вскипает.

П. м. Состоит из кварца, пирита, сфалерита и серицита. Кроме того, наблюдаются жилки халькопирита.

437′9″—439′ Почти сплошная руда.

П. м. Состоит из пирита, сфалерита, халькопирита, галенита (мало), серицита и небольшого количества полевого шпата и кварца.

439′—440′ Зеленовато-серый серицитово-кварцевый сланец с мелкою вкрапленностью пирита.

440′—442′ Темнозеленый хлоритовый сланец с жилками медного колчедана.

442′—443′ Сланец, подобный предыдущему, но содержащий вкрапленность пирита.

443′—444′ Сланец, подобный породе с глуб. 437′—437′9″. Жилки медного колчедана и пирита довольно часто пересекают массу серицитово-кварцевого сланца.

444′—445′ Жилки руды в серицитово-кварцевом сланце.

П. м. a) Сланец состоит из кварца, серицита, пирита и халькопирита; b) жилки руды состоят из пирита и халькопирита.

445′—446′10″ Часто-вкрапленная руда в серицитово-кварцевом сланце.

П. м. Подобна руде с глуб. 437′9″—439′, но не содержит сфалерита и содержит меньше серицита.

446′10″—447′ Темновато-зеленый серицитово-кварцевый сланец, пересеченный жилками медного колчедана и содержащий вкрапленность пирита.

447′—448′ Зеленовато-черный с смоляным блеском хлоритовый сланец с мелкой вкрапленностью пирита и пересеченный жилками медного колчедана.

448′—452′ Серовато-черный филлитовый углисто-глинистый сланец с редкими рудными жилками, состоящими из пирита и медного колчедана.

452′—498′ Серовато-черный филлитовый углисто-глинистый сланец, слабо вскипающий с *HCl*.

498′—516′ Сланец, подобный предыдущему.

516′—534′ Сильно карбонатизованный филлитовый углисто-глинистый сланец, сильно вскипающий с *HCl*.

Карбонатизация идет по плойчатости, при чем образуются сплошные прослойки, мощностью до 1—2 мм.

Скважина V.

0′—403′ Хлоритово-известковый сланец.

403′—408′ Светлозеленовато-серый филлитовый глинистый сланец, содержащий вкрапленность пирита.

408′—415′ Светлозеленоватый серицитово-кварцевый сланец, вкрапленный пиритом и пересеченный жилками медного колчедана.

П. м. Состоит из кварца и небольшого количества серицита и пирита.

415′—416′ Светлозеленовато-серый кварцево-серицитовый сланец с вкрапленностью пирита и жилками медного колчедана.

П. м. Состоит из кварца, пирита, карбоната, халькопирита, серицита и небольшого количества хлорита. Довольно много карбоната (доломита), который встречается или в виде тонкозернистого аггрегата, вытянутого в полоски по сланцеватости, или же в виде линзовидных кристаллов, расположенных вытянутостью по сланцеватости.

Почти бесцветный хлорит присутствует в очень небольших пластинках, в которых замечаются мелкие пластинки серицита. Для хлорита определено: одноосен, положителен, $Ng—Nm = 0{,}003—0{,}004$.

Взаимоотношения кварца и пирита выражены на фиг. 13, табл. I (кварц каемкою окружает часть зерна пирита и отлагается в трещинках его).

Взаимоотношения пирита и халькопирита выражены на фиг. 5, табл. I—халькопирит вторгается в пирит, замещая его.

416′—417′ Сланец, подобный предыдущему.

417′—418′ Кварцево-карбонатовая жилка с рудой.

418′—421′ Темнозеленый хлоритовый сланец с вкрапленностью пирита, пересеченный жилками медного колчедана. Кристаллы пирита достигают 1—$1^1/_2$ мм., чаще $^1/_2$ мм. и мельче.

421′—422′ Сильно оруденелый кварцитовый сланец; оруденелость выражается вкрапленностью рудных минералов и жилками медного колчедана.

П. м. Наблюдаются: кварц, полевой шпат (мало), халькопирит, галенит, серицит (мало).

422′—423′ Сплошная руда.

П. м. Состоит из кварца, пирита, карбоната и халькопирита.

Доломит присутствует в большом количестве.

Взаимоотношения пирита и доломита показаны на фиг. 3, табл. I (доломит окружает зерно пирита и по трещинке вдается в него).

Взаимоотношения медного колчедана и доломита показаны на фиг. 4, табл. I. Халькопирит внедряется в зерно доломита (замещает его) и образует жилки, проходящие по спайности его.

423′—424′ Тонкозернистая довольно однородная руда. Кристаллы пирита имеют большею частью округленную форму; размеры их достигают $^1/_2$ мм. в диаметре.

П. м. Состоит из пирита, барита, сфалерита, халькопирита (мало), галенита и небольшого количества полевого шпата, кварца и серицита.

На фиг. 6 и 7 табл. I показаны взаимоотношения различных минералов. На фиг. 6 — галенита и сфалерита (жилки галенита проходят в сфалерите). На фиг. 7 — сфалерита, халькопирита, пирита и серицита (зерно пирита подверглось замещению сфалеритом, халькопиритом и серицитом).

424′—425′6″ Почти сплошная руда.

П. м. Состоит из альбита, кварца, пирита, карбоната, сфалерита, халькопирита, галенита и серицита; преобладают хлорит и халькопирит. Зерна пирита большею частью округленной формы и с объеденными краями. Сфалерит присутствует в очень небольшом количестве. Халькопирит, как всегда, наблюдается в виде волокнистых жилок. Галенита очень мало. В массе халькопирита и в смеси его с сфалеритом часто располагаются тонкопластинчатые кристаллы серицита. Кристаллы альбита иногда имеют значительную величину, при чем края их нередко очень неровные, разъеденные вследствие замещения полевого шпата рудными минералами (сфалеритом и халькопиритом). Для альбита определено: № 6; [001]; $BNg = 73{,}5°$; $BNp = 80°$; $2V = +80°$.

425′6″—427′ Однородная тонкозернистая руда.

П. м. Состоит из пирита, барита (мало), сфалерита, халькопирита, галенита и небольшого количества полевого шпата, кварца и серицита. Галенит часто располагается жилками в сфалерите (фиг. 8, табл. I) или же каемками у кристаллов пирита (фиг. 9, табл. I). Халькопирита в данном образце вообще мало, он находится в таком же отношении к сфалериту, как и галенит.

427′—429′ Тонкозернистая руда, имеющая неоднородное сложение, вследствие неравномерного обогащения халькопиритом.

П. м. Подобна предыдущей, но содержит меньше галенита и больше барита.

Взаимоотношения различных минералов показаны на следующих фигурах табл. I; на фиг. 10—барита и сфалерита (сфалерит вторгается в барит, замещая его); на фиг. 11—полевого шпата, барита и сфалерита

(полевой шпат замещается сфалеритом и баритом); на фиг. 12 показано, что сфалерит проходит по спайности серицита.

429′—430′ Густо вкрапленный тонкозернистыми рудными минералами светло-зеленый серицитово-кварцевый сланец.

П. м. Состоит из кварца, доломита, серицита и пирита.

430′—431′ Светлозеленый кварцево-серицитовый сланец, сильно оруденелый и пересеченный молочно-белыми карбонатово-кварцевыми жилками, содержащими пирит.

П. м. Подобен предыдущему, но больше содержит серицита.

431′—432′ Почти сплошная тонкозернистая руда; заметны участки, обогащенные халькопиритом. Кое-где резко выделяются жилки халькопирита. В некоторых местах в рудной массе замечаются остатки зеленоватого сланца.

П. м. Руда подобна руде с глуб. 427′—429′, но содержит меньше пирита и барита и не содержит полевого шпата.

432′—434′ Сплошная тонкозернистая руда однородного сложения и равномерного зерна.

П. м. Подобна руде с глуб. 425′6″—427′, но не содержит барита. Довольно часто встречаются зерна пирита, имеющие неправильную округленную форму; между ними, цементируя их, располагается сфалерит, часто замещающий пирит, образуя в нем то неправильные участки, то мелкие жилки. В последнем случае сфалерит располагается по трещинкам пирита. Серицит присутствует в небольшом количестве; он имеет большею частью вид мелких пластинок, располагающихся то в массе сфалерита, то по границам пирита и сфалерита. Часто он располагается в трещинках пирита, иногда проникая по ним далеко вглубь кристаллов.

434′—435′ Руда, макроскопически сильно напоминающая предыдущую.

П. м. От предыдущей она отличается присутствием барита. Среди рудных минералов встречаются кристаллы полевого шпата (альбита), имеющие довольно хорошую сохранность и достаточную для оптических исследований величину. Для альбита определено: № 4; [001]; $BNg = 73°$, $BNp = 82°$; $2V = +79°$, $Ng - Nm = 0{,}0063$. Для барита непосредственным измерением получено: $2V = +39°$. Несколько измерений показали, что двупреломление серицита колеблется от 0,031 до 0,037. В некоторых местах хорошо выражены взаимоотношения различных минералов, например: барита, сфалерита и пирита (зерно барита пересечено жилкой сфалерита); кварца и барита (барит внедряется в зерно кварца); сфалерита и серицита (войлочная масса серицита пересечена жилками сфалерита) (фиг. 14, табл. I).

435′—439′ Сплошная тонкозернистая руда, имеющая неоднородное сложение вследствие неравномерного обогащения халькопиритом и сфалеритом.

П. м. Подобна руде с глуб. 434′—435′.

439′—479′ Черный филлитовый углисто-глинистый сланец.

479′—490′ Темновато-серый филлитовый глинистый сланец.

П. м. Подобен сланцу с глуб. 472′—490′, скв. II, но содержит карбонат (доломит), не вскипающий с *HCl*.

490′—503′ Зеленовато-серый филлитовый глинистый сланец.

П. м. Подобен предыдущему, но содержит полевой шпат и не несет вкрапленности пирита.

Карбонат, окрашенный чаще в буроватый цвет, образует жилки, располагающиеся косо к сланцеватости.

503′—512′ Светлозеленовато-серый филлитовый песчано-глинистый сланец.

П. м. Сланец подобен предыдущему, но имеет более крупные песчинки кварца и полевого шпата.

Скважина VI.

0′— 12′ Наносы.

12′— 60′ Хлоритово-известковый сланец.

60′— 68′ Рассланцованный фельзитовый альбитофир.

П. м. Подобен породе с глуб. 540′—560′, скв. I.

68′—396′ Хлоритово-известковый сланец.

396′—403′ Светлозеленовато-серый серицитово-кварцевый сланец, с мелкой вкрапленностью пирита.

403′—405′ Неравномерно-зернистая руда. В тонкозернистой массе рудных минералов порфировидно лежат округленные зерна пирита, достигающие величины 1 мм. и больше в поперечнике.

П. м. Почти вся порода сложена пиритом, зерна которого имеют большею частью округленную форму и различную величину—от сотых долей миллиметра до $^1/_4$—$^1/_5$ мм. Порфировидно в этой массе лежат более крупные зерна пирита. Между зернами пирита редко разбросаны зерна кварца и тонкие пластинки серицита. Между зернами пирита, связывая их, располагается карбонат (доломит), встречающийся в небольшом количестве. В промежутках между пиритом, свободных от карбоната, располагается халькопирит, который, подобно карбонату, связывает (цементирует) зерна пирита. Сравнительно реже халькопирит и карбонат совместно выполняют промежутки между зернами пирита. Иногда халькопирит внедряется в зерна пирита, как бы разъедая их.

405′—406′ Зеленовато-темносерый кварцево-серицитовый сланец с вкрапленностью пирита и жилками медного колчедана. Зерна пирита иногда достигают $^1/_2$ мм. в диаметре.

П. м. Состоит из полевого шпата, кварца, хлорита, пирита, карбоната, сфалерита, халькопирита и серицита. Очень тонкозернистая кварцево-серицитовая масса, содержит много вкрапленников пирита, имеющего то округленную, то правильно-кристаллическую форму. Кое-где встречаются согнутые и даже разломанные кристаллы пирита (фиг. 1, табл. II), при чем трещинки разломов выполнены такой же тонкозернистой серицитово-кварцевой массой. Последняя часто проникает по трещинкам в зерна пирита, что указывает на позднейшее ее образование,

а, следовательно, и на более поздний период силицификации и серицитизации.

406′—407′ Почти сплошная среднезернистая руда. Иногда зерна пирита достигают 1 мм. и немного более. В рудной массе кое-где встречаются остатки боковой породы.

П. м. Руда состоит из полевого шпата, кварца, пирита, карбоната, сфалерита, халькопирита, галенита и серицита.

На фиг. 2, табл. II выражены взаимоотношения сфалерита, галенита и халькопирита, а именно жилки галенита пересекают поля сфалерита.

407′—408′ Зеленовато-темносерый серицитово-кварцевый сланец с вкрапленностью пирита, которая иногда настолько часта, что от сланца почти ничего не остается. Пирит сильно преобладает над остальными рудными и жильными минералами. Он имеет то кристаллический облик, то неправильную округленную форму; величина зерен его меняется от микроскопической до 2—3 мм.

П. м. Сланец состоит из кварца, пирита, карбоната, халькопирита и серицита. Тонкозернистая, проникнутая мелкими пластинками серицита, масса кварца иногда вторгается в самые незначительные трещинки пирита.

408′—409′ Светлозеленый серицитово-кварцевый сланец с довольно частой вкрапленностью пирита. Зерна последнего имеют большею частью в диаметре около $^1/_2$ мм., реже 1 мм. и немного больше.

409′—411′ Почти сплошная среднезернистая руда, имеющая равномерное сложение. Руда представляет собою не что иное, как сильно импрегнированный рудными минералами (вплоть до образования сплошных рудных участков) предыдущий сланец.

П. м. Руда состоит из пирита, барита, сфалерита, галенита и небольшого количества полевого шпата, кварца и серицита. В рудной массе то тут, то там встречаются зерна полевого шпата (альбита), имеющие довольно хорошую сохранность и частью замещенные сфалеритом. Измерения полевого шпата дали:

Альбит № 3; $\perp$ (010) или № 1; [001]; $BNg = 16°$ или $74°$; $BNp = 90°$; $2V = +78°$.

Галенит, присутствующий в довольно большом количестве, располагается то в виде жилок в полях сфалерита, то в виде каемок у вкрапленников пирита и нередко между пиритом и сфалеритом. Кое-где разбросаны пятна тонкопластинчатого серицита, часто внедряющегося в зерна пирита.

411′—412′ Светлозеленый кварцитовый сланец с довольно частой вкрапленностью пирита и жилками халькопирита.

412′—413′ Сплошная тонкозернистая руда равномерного зерна и однородного сложения.

413′—414′ Тонко- и местами среднезернистая руда, имеющая неоднородное сложение, вследствие неравномерного развития сфалерита.

414′—415′ Зеленовато-темносерый серицитово-кварцевый сланец с довольно частой вкрапленностью пирита, зерна которого имеют боль-

шею частью среднюю величину. Кое-где встречаются жилки халькопирита.

415′—416′ Светлозеленовато-серый кварцитовый сланец с вкрапленностью рудных минералов и жилками среднезернистой руды.

416′—418′ Сплошная руда, пересеченная жилками молочно-белого кварца.

418′—420′ Зеленовато-серый серицитово-кварцевый сланец с мелкой и редкой вкрапленностью пирита.

420′—421′ Почти сплошная вкрапленная мелкозернистая руда.

421′—422′ Темносерый кварцит с довольно часто вкрапленными рудными минералами.

422′—423′ Светлозеленый серицитово-кварцевый сланец с жилками рудных минералов, иногда достигающими мощности 1 см.

П. м. Состоит из кварца, карбоната, серицита и пирита.

423′—435′ Светлозеленовато-серый серицитово-кварцевый сланец с редкой и мелкой вкрапленностью пирита.

435′—440′ Зеленовато-серый филлитовый глинистый сланец с мелкою вкрапленностью пирита.

П. м. Состоит из глинистого и углистого (мало) вещества, кварца, серицита и пирита. В местах более или менее частой вкрапленности пирита замечается значительная перекристаллизация сланца, а именно, развитие кварца.

440′—450′ Серовато-черный филлитовый углисто-глинистый сланец, кое-где пересеченный жилками халькопирита.

450′—457′ Темносерый филлитовый глинистый сланец.

П. м. От предыдущего данный сланец отличается присутствием полевого шпата и карбоната и отсутствием пирита. Местами порода пересекается карбонатово-кварцевыми жилками. Сланец довольно сильно карбонатизован. В нем то по сланцеватости, то косо к ней проходят неправильные жилки карбоната, которые на небольшом протяжении часто суживаются и разбиваются на части. Карбонатизация захватывает и вышеупомянутые карбонатово-кварцевые жилки, в которых вообще карбоната меньше, чем в сланце. Это явление показывает, что карбонатизация продолжалась и после образования кварцевых жилок, которые первоначально, вероятно, состояли главным образом из кварца.

Скважина VII.

0′—116′ Хлоритово-известковый сланец.

116′—414′ Значительно серицитизованный хлоритово-известковый сланец.

414′—421′ Светлозеленовато-серый с мелкой вкрапленностью пирита филлитовый глинистый сланец.

П. м. Сланец подобен породе с глуб. 435′—440′ скв. VI, но не содержит пирита и углистого вещества. Наблюдаются карбонатово-кварцевые жилки, содержащие пирит.

421′—423′ Почти сплошная мелкозернистая руда, имеющая однородное сложение. Кристаллы пирита редко достигают 1 мм. в диаметре, большею же частью они меньше раза в 4—5 и более.

П. м. Руда состоит из полевого шпата, кварца, пирита, барита (?), сфалерита и серицита.

423′—425′ Почти сплошная мелкозернистая руда, имеющая неоднородное сложение, вследствие неравномерного развития рудных минералов.

П. м. Руда состоит из кварца, пирита, сфалерита, халькопирита и серицита.

425′—427′ Однородная среднезернистая руда. Зерна пирита имеют большею частью округленную форму и достигают $^1/_2$—1 мм. в диаметре.

П. м. Подобна предыдущей.

Пирит сильно преобладает над халькопиритом и сфалеритом, которые присутствуют в очень небольшом количестве.

427′—428′ Кварцит с жилками халькопирита и вкрапленностью пирита.

428′—430′ Сплошная тонкозернистая руда, имеющая однородное сложение.

430′—435′ Однородная мелкозернистая руда.

П. м. Состоит из кварца, пирита, барита, карбоната, сфалерита, халькопирита, галенита и серицита.

435′—438′ Кварцитовый сланец с вкрапленностью и жилками рудных минералов. Жилки иногда достигают значительных размеров и сложены минералами средней величины. Зерна пирита часто достигают величины $^1/_4$ мм.

П. м. Участки породы, обогащенной рудными минералами подобны руде с глуб. 423′—425′.

438′—456′ Серовато-черный филлитовый углисто-глинистый сланец, в котором кое-где проходят жилки медного колчедана.

П. м. Подобен породе с глуб. 461′—472′ скв. II, но более серицитизован и пересечен жилками халькопирита. Порода подвержена сильной карбонатизации, которая выражена неправильными жилками, идущими то по сланцеватости, то косо к ней. Карбонат или бесцветный, или же окрашен в буроватый и бурый цвета; он встречается то в виде мелких зерен, то в виде довольно больших кристаллов, а иногда в двойниках; *HCl* на него почти не действует. Цвет карбоната, его отношение к *HCl*, а также и к $FeCl_3$ дают основание относить его к доломиту, быть может, содержащему немного железа. В сланце проходят жилки халькопирита, имеющие неправильную форму и различную величину. Они располагаются чаще по сланцеватости (плойчатости) и реже косо к ней.

Нередко наблюдаются тонкие жилки халькопирита, идущие в разных направлениях и пересекающие друг друга, вследствие чего образуется сетчатое строение.

Скважина VII-А.

0′—56′ Наносы.

56′—529′ а) Темновато-зеленый, пересеченный карбонатово-кварцевыми жилками хлоритово-известковый сланец.

П. м. Состоит из альбита, хлорита, карбоната и небольшого количества кварца, серицита и углистого вещества.

b) Серовато-зеленый плойчатый хлоритово-известковый сланец.

П. м. Этот сланец отличается от предыдущего меньшим количеством хлорита и бо́льшим кварца.

c) Розовато-желтый метаморфизованный фельзитовый альбитофир, пересеченный карбонатово-кварцевыми жилками.

П. м. Состоит из порфировых выделений альбита и кварца (мало) и голокристаллической основной массы, в которой различаются зерна кварца, альбита и рудных минералов. Кроме того, наблюдаются карбонат, серицит и карбонатово-кварцевые жилки.

d) Светложелтый плойчатый метаморфизованный мергелистый сланец, встреченный на глубине 320′—327′.

П. м. Состоит из карбоната, глинистого вещества и небольшого количества кварца и серицита. Порода пересечена жилками кварца.

529′—536′ a) Зеленовато-серый однородный метаморфизованный песчано-глинистый сланец, пересеченный жилками кварца.

П. м. Сланец состоит из полевого шпата, кварца, карбоната, хлорита, серицита и глинистого вещества.

b) Темновато-серый плойчатый серицитово-кварцевый сланец, часто пересеченный жилками кварца. Замечается вкрапленность пирита.

П. м. Подобен предыдущему, но не содержит полевого шпата. Наблюдаются карбонатово-кварцевые жилки.

536′—546′ Темнозеленоватый хлоритово-известковый сланец (хлоритовый сланец), часто пересеченный кварцево-карбонатовыми жилками, проходящими большею частью по сланцеватости породы.

П. м. Сланец состоит из кварца, карбоната, хлорита, вкрапленности пирита и представляет перемежаемость слоев, состоящих из кварца и карбоната и из тонкопластинчатого, почти бесцветного хлорита.

546′—558′ a) Зеленовато-черный с смоляным блеском однородный тонкосланцеватый хлоритовый сланец.

П. м. Состоит из хлорита и небольшого количества серицита.

b) Светлозеленоватый серицитовый сланец, пересеченный карбонатово-кварцевыми жилками. В сланце замечается слабая вкрапленность пирита.

П. м. Состоит из серицита, карбоната, хлорита (мало), кварца (мало) и вкрапленности пирита. Наблюдаются карбонатово-кварцевые жилки.

c) Руда, встреченная на глубине 550′.

558′—576′ a) Темнозеленый метаморфизованный песчаник со слабой вкрапленностью пирита.

П. м. Порода состоит из кварца, полевого шпата (?), карбоната, эпидота, хлорита, пирита и серицита.

b) Бледно-желтовато-серый однородный серицитово-кварцевый сланец (метаморфизованный песчано-глинистый сланец). В породе замечается слабая вкрапленность пирита.

П. м. Состоит из кварца, серицита, небольшого количества карбоната, глинистого вещества и пирита.

576′—593′ Темнозеленый тонкосланцеватый хлоритово-кварцевый сланец, вкрапленный зернами пирита и кое-где пересеченный жилками халькопирита.

П. м. Сланец состоит из кварца, хлорита, пирита и карбоната. Наблюдаются карбонатово-кварцевые жилки.

593′—598′ На протяжении означенных 5 футов пересечены следующие породы:

a) $^1/_2$′—слабо оруденелый серицитово-хлоритово-кварцевый сланец темнозеленого цвета.

b) 1′—почти сплошная руда.

П. м. Состоит из альбита, кварца, пирита, барита (?), карбоната, сфалерита, халькопирита, галенита и серицита.

c) 1′—зеленовато-черный с смоляным блеском хлоритовый сланец с мелкой вкрапленностью пирита и жилками халькопирита.

П. м. Состоит из хлорита, пирита и халькопирита.

d) 1′—светлозеленоватый с вкрапленностью пирита серицитовый сланец (по всей вероятности, это хлоритовый сланец (c), подвергшийся сильной серицитизации).

П. м. В серицитовой массе лежат довольно крупные кристаллы почти бесцветного карбоната (доломита). Кварц встречается то в виде отдельных зерен и их скоплений, то в виде жилок, проходящих по спайности кристаллов доломита. Наблюдается в небольшом количестве хлорит.

e) $^1/_2$′—хлоритовый сланец, подобный „c“.

f) 1′—часто-вкрапленная руда в серицитовом сланце. Сланец с *HCl* не вскипает.

П. м. Состоит из пирита, карбоната, халькопирита, серицита и небольшого количества кварца. Халькопирит образует ряд жилок, неправильно идущих между кристаллами пирита; часто он образует каемки у зерен последнего.

598′—600′ Сильно плойчатый черный филлитовый углисто-глинистый сланец, пересеченный карбонатово-кварцевыми жилками.

П. м. Состоит из углистого и глинистого вещества и серицита. Кроме того, наблюдаются жилки, состоящие из альбита, карбоната и кварца. Карбонат (доломит) окрашен в буроватый цвет. Кристаллы полевого шпата облачно угасают, а иногда несут следы разломов.

На глубине 600′ встречена карбонатово-кварцевая жилка не вскипающая с *HCl*.

П. м. Состоит из карбоната (доломита), кварца и рудных минералов.

600′—604′ Черный филлитовый углисто-глинистый сланец, пересеченный карбонатово-кварцевыми жилками. С *HCl* вскипания не заме-

чается. В сланце кое-где встречаются жилки халькопирита и вкрапленность пирита.

П. м. Подобен сланцу с глуб. 598′—600′.

604′ до конца скваж. Черный плойчатый филлитовый углисто-глинистый сланец с вкрапленностью рудных минералов. Вскипания с *HCl* не замечается.

П. м. Подобен предыдущему, но содержит кварц, карбонат и рудные минералы. Карбонат (доломит) располагается полосками по сланцеватости, при чем во вздутиях он иногда образует довольно хорошие кристаллы. С карбонатом связаны рудные минералы.

Скважина VIII.

0′—204′ Наносы.

204′—295′ Хлоритово-известковый сланец.

295′—315′ Зеленовато-черный хлоритово-кварцевый сланец, пересеченный карбонатово-кварцевыми жилками, слабо вскипающими с *HCl*.

315′—343′ Сланец, подобный предыдущему, с мелкой и редкой вкрапленностью пирита.

П. м. В волокнистой массе хлорита наблюдаются скопления зерен кварца и жилки последнего, содержащие небольшое количество карбоната. Хлоритовая масса довольно часто усеяна пылевидными зернами пирита.

343′—367′ Серовато-зеленый серицитово-кварцевый сланец.

367′—409′ Перемежаемость предыдущего сланца и зеленовато-черного хлоритово-кварцевого сланца. В породе замечается редкая вкрапленность пирита.

П. м. Состоит из кварца, хлорита и пирита. Наблюдаются жилки кварца.

409′—424′ Светлозеленый серицитово-кварцевый сланец (филлитовый глинистый сланец).

П. м. Подобен породе (b) с глуб. 558′—576′ скв. VII-A.

424′—424′6″ Темнозеленый хлоритово-серицитовый сланец с вкрапленностью пирита и жилками халькопирита.

П. м. Состоит из серицита и небольшого количества кварца и хлорита.

424′6″—425′ Сильно оруденелый сланец.

П. м. Состоит из кварца, пирита, карбоната, сфалерита, халькопирита, галенита, серицита и флогопита. Порода сильно карбонатизована. Карбонат (доломит) почти бесцветен; он встречается большею частью в виде тонкого зерна, но нередко выкристаллизовывается в хороших кристаллах. Карбонат подвергается сильному разъеданию (замещению) как рудными, так и прозрачными (безрудными) минералами. Это довольно ясно выражено на фиг. 3, табл. II, где карбонат замещается, с одной стороны, кварцем, а с другой—халькопиритом и сфалеритом. Кварц то в виде неправильной массы внедряется в карбонат, то в виде довольно правильных жилок проходит по его спайности. Такие

взаимоотношения кварца и карбоната указывают на более позднее появление кварца в сравнении с карбонатом. Халькопирит имеет такое же отношение к карбонату, как и кварц, а следовательно, и он появился позже карбоната. В кристаллах карбоната нередко встречаются зерна пирита и кристаллики серицита. Последние часто располагаются вытянутостью вдоль спайности, что указывает на более поздний возраст серицита по отношению к карбонату. Нередко наблюдается развитие серицита в виде правильных пластинок в кристаллах кварца (фиг. 4, табл. II), что указывает на замещение кварца серицитом.

На ряду с серицитом в некоторых местах развивается флогопит, окрашенный в светложелтоватый цвет и имеющий слабый плеохроизм. Он встречается в виде небольших пластинок в массе серицита, а также между кристаллами карбоната и в последних. Для флогопита определено:

$2V = -0°$; $Nm - Np = 0{,}043$ (четыре измерения: 0,040; 0,043; 0,045 и 0,046).

Преломление близко к серициту.

425′—427′ Жилки руды (преобладает халькопирит) в серой карбонатово-кварцевой массе; кое-где наблюдаются остатки зеленоватого сланца, подобного породе с глуб. 424′—424′6″.

427′—428′ Сланец, макроскопически напоминающий породу с глуб. 424′—424′6″.

П. м. Сланец состоит из кварца, карбоната, серицита и флогопита. Порода нацело сложена тонкопластинчатой (войлочной) массой серицита, в которой кое-где встречаются линзовидные кристаллы или мелкие зерна кварца и доломита. Кварц часто усеян мелкими пластинками серицита. В карбонате наблюдаются зерна кварца, повидимому, развивающиеся за счет карбонатового вещества. Карбонат почти бесцветен, с *HCl* почти не вскипает. В массе серицита довольно обильно развивается флогопит, окрашенный в светложелтый цвет. Он выкристаллизовывается в довольно крупных пластинках, позволяющих сделать оптические определения. Для него определено:

$2V = -0°$; $Nm - Np = 0{,}043$ (три измерения: 0,040; 0,043; 0,045).

Кристаллы флогопита довольно часто усеяны темножелтыми пятнами, которые при внимательном рассмотрении, имеют вид правильных кружков, принадлежащих, по всей вероятности, включениям циркона, окруженным узкими правильными кольцевыми каемками. Последние имеют более светлую окраску, чем флогопит. Флогопит и вышеупомянутые пятна имеют слабый плеохроизм: флогопит от почти бесцветного до светложелтого, а внутренние части пятен от коричневого до темножелтого.

428′—429′ Зеленовато-черный хлоритовый сланец, подобный породе с глуб. 439′—441′.

429′—431′ Руда, подобная руде с глуб. 425′—427′. На фиг. 10, табл. II выражены взаимоотношения кварца, карбоната (доломита) и халькопирита, на основании которых можно судить, что кварц отложился позже карбоната и ранее халькопирита.

431′—432′ Сланец, подобный породе с глуб. 424′ — 424′6″. Оруденения не заметно.

432′—436′ Светлозеленый серицитовый сланец. В серицитовой массе лежат довольно крупные кристаллы доломита, достигающие величины 3 × 4 мм. и 4 × 5 мм. и не вскипающие с *HCl*.

П. м. Состоит из кварца, пирита, карбоната и серицита.

В тонкопластинчатой спутанно-волокнистой массе серицита лежат зерна кварца, имеющие неправильную форму, и кристаллы доломита. Последние хотя и имеют более правильные очертания, но все же их контуры сглажены, округлены и снабжены небольшими бухтами, разъеденными серицитом и кварцем.

436′—439′ Сланец, подобный породе с глуб. 439′—441′.

439′—441′ Зеленовато-черный хлоритовый сланец.

П. м. Порода почти нацело сложена тонкопластинчатой массой почти бесцветного хлорита, имеющего довольно низкие цвета поляризации (немного ниже кварца). Хлорит слабо подвержен серицитизации: то тут, то там в массе хлорита замечаются мелкие пластинки серицита, лишь иногда сливающиеся в сплошные полоски. Редко лежат зерна кварца, располагающиеся большею частью у вкрапленников пирита. Окаймление зерен пирита кварцем указывает на то, что кварц является вторичным, хотя не всегда это можно утверждать.

441′—445′ Темнозеленый хлоритово-серицитовый сланец с жилками халькопирита.

П. м. Порода представляет предыдущий сланец, лишь более сильно серицитизованный (серицита больше, чем хлорита). В хлоритово-серицитовой массе редко встречаются одиночно лежащие линзы доломита и жилки халькопирита.

445′—446′ Почти сплошная мелкозернистая руда (порода, по всей вероятности, представляет предыдущий сланец, подверженный сильному оруденению).

П. м. Состоит из кварца, пирита, карбоната, сфалерита, халькопирита и серицита.

446′—452′ a) Темнозеленый серицитовый сланец, пересеченный жилками медного колчедана и содержащий редкую и тонкую вкрапленность пирита.

П. м. Состоит из небольшого количества кварца, хлорита и пирита, серицита, карбоната и халькопирита. Усиленное образование серицита замечается у вкрапленников пирита. Иногда замечается развитие серицита в трещинках пирита.

b) Серый с зеленоватым оттенком филлитовый глинистый сланец с мелкой вкрапленностью пирита и жилками медного колчедана.

П. м. Состоит из пирита, карбоната, халькопирита, серицита и небольшого количества кварца и глинистого вещества.

452′—461′ a) Почти сплошная мелкозернистая руда.

П. м. Спутанно-волокнистая масса серицита пересечена жилками медного колчедана и усеяна зернами пирита.

b) Светлосерый серицитово-кварцевый сланец.

П. м. Тонкозернистая масса кварца кое-где проникнута мелкими пластинками серицита и содержит более крупные зерна кварца, вытянутые по сланцеватости. Кое-где встречаются зерна полевого шпата и карбоната.

461′—493′ Сланец, подобный предыдущему, но пересеченный жилками халькопирита и содержащий вкрапленность пирита.

П. м. Подобен предыдущему, но содержит, кроме того, жилки, состоящие из пирита, кварца, карбоната и сфалерита.

493′—500′ Черный филлитовый углисто-глинистый сланец с белыми кварцево-карбонатовыми жилками, проходящими большей частью по сланцеватости.

Скважина X.

0′—77′ Наносы.

77′—110′ Хлоритово-известковый сланец.

На глубине 94′ встречена карбонатово-кварцевая жилка, почти не вскипающая с *HCl*.

П. м. Она состоит из полевого шпата, кварца, карбоната и серицита. Оруденения почти нет. Карбонат, по всей вероятности, принадлежит кальциту, сильно вскипающему с *HCl*, распределенному в виде тонкого зерна, и доломиту более крупного зерна, очень слабо вскипающему с *HCl*.

110′—415′ Хлоритово-известковый сланец.

415′—435′ Зеленовато-серый серицитово-кварцевый сланец с мелкой вкрапленностью пирита. Сланец макроскопически подобен породе с глуб. 501′—507′ скв. XII.

435′—442′ Сланец, подобный предыдущему, но содержащий более частую мелкую вкрапленность пирита.

П. м. Сланец состоит из глинистого вещества, кварца, серицита и пирита. У вкрапленников последнего замечается сильная перекристаллизация породы.

442′—444′ Сплошная тонкозернистая руда.

П. м. Она состоит из пирита, барита (?), карбоната, сфалерита и небольшого количества кварца и полевого шпата. Пирит присутствует в небольшом количестве, зерна его большею частью имеют округленную форму. Почти вся масса руды сложена сфалеритом и халькопиритом, при чем сфалерит встречается большею частью в виде неправильных пятен, а халькопирит в виде жилок в сфалерите. На фиг. 6, табл. II, выражены взаимоотношения барита и карбоната. По трещинке зерна барита проходит жилка карбоната, отложившегося после барита.

444′—445′ Часто-вкрапленная тонкозернистая руда с остатками светлозеленого серицитово-кварцевого сланца. Порода пересечена жилками кварца.

П. м. Состоит из альбита, кварца, пирита (мало), карбоната, сфалерита, халькопирита и серицита (мало). Наблюдаются кварцево-халькопиритовые жилки.

445′—446′ Почти сплошная мелкозернистая руда с небольшими, кое-где встречающимися остатками серицитово-кварцевого сланца.

П. м. Руда подобна предыдущей, но отличается бо́льшим количеством пирита и наличием барита и галенита. Пирит имеет округленную форму. Сфалерит заполняет все пространство между зернами остальных минералов (цементирует их). В нем встречаются жилки и пятна галенита; последний помимо этого довольно часто располагается в виде каемок у вкрапленников пирита и у зерен кварца. На фиг. 5, табл. II выражены взаимоотношения сфалерита, барита и пирита.

446′—448′ Светлозеленоватый серицитово-хлоритовый сланец с жилками тонкозернистой руды. О размерах и залегании рудных жилок можно судить на основании фиг. 13, табл. II. Жилки линзовидной формы, довольно плавно облегаются слоями сланца. Границы сланца и руды очень резкие, при чем сланец почти совсем неоруденелый. У границ со сланцем замечается обогащение руды пиритом.

П. м. Состоит из хлорита, серицита и небольшого количества кварца и пирита.

448′—450′ Часто-вкрапленная тонкозернистая руда.

П. м. Руда подобна руде с глуб. 444′—445′, но содержит галенит. Последний присутствует в большом количестве и встречается то в виде жилок, то в виде пятнышек в сфалерите. Галенит и халькопирит чаще всего встречаются совместно. Кое-где наблюдаются пластинки серицита. Фиг. 7, табл. II, выражающая взаимоотношение сфалерита и карбоната (доломита), показывает, что сфалерит развивается на месте карбоната, замещая его.

450′—462′ Светлозеленовато-серый серицитово-кварцевый сланец с мелкой вкрапленностью пирита и жилками халькопирита (метаморфизованный песчано-глинистый сланец).

П. м. Состоит из кварца, пирита, карбоната и серицита. Наблюдаются жилки, состоящие из пирита, карбоната и халькопирита. Кое-где в сланце лежат округленные зерна кварца, располагающиеся вытянутостью по сланцеватости. Они во многих случаях распадаются на отдельные зерна. Порода часто усеяна мелкой вкрапленностью пирита. Сланец кое-где пересекается жилками халькопирита. В зальбандах этих жилок проходят узкие, прерывающиеся каемки карбоната. Жилки халькопирита проходят большею частью косо к сланцеватости породы, имея у своих контактов более крупные зерна кварца, расположением своим создающие вид каемок. То, что в зальбандах жилок халькопирита проходят каемки карбоната, должно указывать на отложение халькопирита позже карбоната. Карбонат был почти нацело замещен халькопиритом; сохранились лишь каемки в зальбандах. Карбонат, судя по весьма слабому действию на него *HCl*, по всей вероятности, должен принадлежать доломиту.

462′—474′ Серовато-черный филлитовый глинистый сланец, слабо вскипающий с *HCl*.

474′—476′ Сплошная тонкозернистая руда.

П. м. Состоит из пирита, барита, сфалерита, медного колчедана, галенита и небольшого количества серицита, полевого шпата и кварца.

О взаимоотношениях различных минералов можно судить по следующим эскизам.

На фиг. 9, табл. II, изображено неправильное зерно доломита, в котором, заместив его, расположились пластинки серицита, а между последними в одном месте проходит жилка сфалерита. Последнее указывает на то, что сфалерит появился позже серицита.

В том же шлифе можно наблюдать пластинки серицита, прорезающие поля сфалерита.

На фиг. 8, табл. II, изображено взаимоотношение барита и сфалерита, показывающее, что последний отложился позже первого, так как в некоторых местах сфалерит проходит по спайности барита.

476′—478′ Сплошная руда, подобная предыдущей, но состоящая из более крупных зерен.

478′—484′ а) Контакт колчеданистой руды (жила), подобной предыдущей, и серовато-черного филлитового углисто-глинистого сланца.

П. м. Сланец состоит из углистого и глинистого вещества и серицита. Руда состоит из пирита, карбоната, сфалерита, халькопирита и галенита.

Рудная масса, повидимому, представляет собою жилу, пересекающую сланец в косом к сланцеватости направлении, при чем состав и строение сланца как у самого контакта, так и в удалении от него одинаковы.

В рудной массе у контакта со сланцем замечается обильное отложение сфалерита с небольшим количеством халькопирита и галенита. Параллельно контакту проходит тонкая жилка галенита.

b) Серовато-черный филлитовый углисто-глинистый сланец, слабо вскипающий с *HCl*.

484′—493′ Серовато-черный филлитовый углисто-глинистый сланец с мелкой вкрапленностью пирита.

П. м. Состоит из углистого и глинистого вещества, пирита, карбоната и серицита. Довольно часто встречаются песчинки кварца.

493′—500′ Серый филлитовый глинистый сланец.

П. м. Подобен предыдущему, но содержит меньше серицита и углистого вещества. Сланец довольно сильно карбонатизован.

Скважина XI.

0′—236′ Наносы.

236′—364′ Хлоритово-известковый сланец, сильно вскипает с *HCl*.

П. м. Состоит из альбита, кварца, карбоната, хлорита, серицита и небольшого количества углистого вещества.

364′—365′ Зеленовато-серый филлитовый глинистый сланец, не вскипающий с *HCl*. Порода близка к сланцу из обн. № 37.

П. м. Сланец состоит из кварца, хлорита, серицита, глинистого вещества и пирита. Кроме того, наблюдаются жилки, состоящие из пирита, карбоната и кварца. Местами замечается значительная перекри-

сталлизация глинистой массы. Кое-где встречаются вкрапленники пирита, у которых сильно развивается кварц. Довольно часто сланец пересекается карбонатово-кварцевыми жилками, содержащими рудные минералы.

365′—377′6″ Темнозеленый плойчатый филлитовый глинистый сланец с вкрапленностью пирита. Порода очень близка к предыдущей.

377′6″—380′ а) Сплошная вкрапленная руда, представляющая перемежаемость крупно- и мелкозернистых слоев.

П. м. Руда сложена, главным образом, пиритом при незначительном содержании галенита и халькопирита и при небольшом количестве кварца и карбоната.

b) Сплошная мелкозернистая руда, также сложенная главным образом пиритом.

П. м. Подобна предыдущей, но содержит больше кварца.

380′—386′ а) Серый кварцитовый сланец с жилками и вкрапленностью рудных минералов.

П. м. Состоит из кварца, пирита, сфалерита, халькопирита и небольшого количества серицита.

b) Сланец, подобный предыдущему, но подвергшийся более сильному оруденению.

386′—389′ Руда, пересеченная кварцевыми жилками.

П. м. Состоит из пирита, барита (?), карбоната, сфалерита и небольшого количества серицита, полевого шпата и кварца.

389′—390′6″ Руда, пересеченная карбонатово-кварцевыми жилками. Кое-где встречаются остатки серицитово-кварцевого сланца.

П. м. Состоит из кварца, пирита, карбоната, сфалерита, халькопирита, галенита и небольшого количества серицита.

390′6″—392′ Светлосерый кварцево-серицитовый сланец, содержащий вкрапленность пирита и пересеченный карбонатово-кварцевыми жилками. Сланец с *HCl* не вскипает.

П. м. Состоит из полевого шпата, кварца, серицита и пирита. Кроме того, наблюдаются жилки, состоящие или из одного карбоната, или из карбоната, кварца и рудных минералов.

392′—396′ Светлосерый с зеленоватым оттенком кварцитовый сланец, пересеченный кварцевыми жилками. Сланец содержит вкрапленность пирита. С *HCl* не вскипает.

П. м. Сланец состоит из кварца, хлорита, карбоната, пирита и серицита, при чем кварц преобладает. Карбонат развит довольно сильно и встречается то в виде тонкого распыленного зерна, то в виде пятен и довольно крупных кристаллов. Часто карбонат (доломит) наблюдается совместно с пиритом.

396′—397′ Мелкозернистая руда.

П. м. Состоит из пирита, барита, карбоната, сфалерита и небольшого количества галенита и кварца.

397′—398′ Зеленовато-серый кварцево-серицитовый сланец, пересеченный карбонатово-кварцевыми жилками. Порода вкраплена пиритом. С *HCl* порода не вскипает.

П. м. Состоит из кварца (мало), пирита, карбоната и серицита. Кроме того, наблюдаются жилки, состоящие из карбоната и кварца.

398′—399′ Пепельно-серый с мелкой вкрапленностью пирита кварцево-серицитовый сланец, пересеченный карбонатово-кварцевыми жилками. С *HCl* не вскипает.

П. м. Подобен предыдущему.

399′—401′ Мелкозернистая руда.

П. м. Состоит из альбита, кварца, пирита, карбоната, сфалерита, халькопирита и небольшого количества галенита и серицита.

401′—402′ Сплошная руда.

402′—414′ Перемежаемость бледно-зеленоватого хлоритово-серицитового (a) и филлитового углисто-глинистого сланцев (b) с мелкой вкрапленностью пирита, которая более часто наблюдается в хлоритово-серицитовом сланце. С *HCl* вскипания не замечается.

П. м. a) Порода состоит из хлорита и серицита при небольшом количестве кварца и пирита. Кроме того, наблюдаются карбонатово-кварцевые жилки.

b) Сланец состоит из углистого и глинистого вещества, кварца, карбоната, пирита и серицита. Кроме того, наблюдаются жилки, состоящие из кварца, карбоната и рудных минералов. Сланец слабо карбонатизован. Карбонат встречается или в виде отдельных более или менее крупных зерен, или же в виде жилок, в которых иногда присутствует кварц.

414′—420′ Черный плойчатый филлитовый углисто-глинистый сланец.

П. м. Подобен предыдущему, но более сильно изменен, а именно: более сильно серицитизован, карбонатизован и чаще пересечен карбонатово-кварцевыми жилками. Карбонатизация в виде прерывистых полосок распространяется по сланцеватости и захватывает всю массу породы.

420′—427′ Зеленовато-серый оруденелый серицитово-кварцевый сланец, пересеченный кварцевыми жилками.

427′—439′ Темносерый кварцитовый сланец, пересеченный карбонатово-кварцевыми жилками. С *HCl* сланец вскипает слабо.

П. м. Состоит из кварца, карбоната и небольшого количества хлорита, серицита и пирита. Кроме того, наблюдаются жилки, состоящие из кварца и карбоната.

439′ до конца скваж. Темносерый серицитово-кварцевый сланец (филлитовый глинистый сланец).

П. м. Состоит из кварца, серицита и небольшого количества хлорита и глинистого вещества.

Скважина XI-А.

0′—231′ Наносы.

231′—246′ Буровато-зеленый, вскипающий с *HCl*, плойчатый хлоритово-известковый сланец, состоящий из тонкой (мощность слоев около 1 мм.) перемежаемости белых и зеленых прослойков.

П. м. Порода сложена, главным образом, неправильно мостововидной массой карбоната, полевого шпата и кварца, при чем преобладает карбонат, цементирующий зерна альбита и кварца. В этой массе встречаются пятна и прослойки, сложенные или теми же минералами, но вместо карбоната стоит хлорит, или же тонкозернистым аггрегатом кварца (одного ли?), проникнутым частыми, весьма мелкими пластинками светлозеленого хлорита. Хлорит иногда образует сплошные полоски и пятна. Полоски и пятна, состоящие из тонкозернистого кварца и хлорита, повидимому, нужно считать образованными за счет перекристаллизации глинистой массы. В сплошных хлоритовых пятнах и прослойках иногда встречается карбонат в виде тонкого зерна. Хлорит в той или иной мере серицитизован—содержит мелкие пластинки серицита, иногда скучивающиеся до образования серицитовых полосок, проходящих в массе хлорита. Карбонат (кальцит) часто несет темнобурые пятна, обязанные процессу выветривания. Серицитово-хлоритовые участки усеяны непрозрачной пылью углистого вещества (?).

Полевые шпаты, имеющие неправильно округленную форму, или совершенно свежи, или же усеяны очень мелкими и редкими пластинками серицита. Кварц слабо облачно угасает.

Измерения полевого шпата дали:

Альбит № 2; $\perp$ (010); $BNg = 15{,}5°$; $BNp = 88°$; $2V = +82°$.

246′—264′ Светложелтый рассланцованный фельзит (серицитово-кварцевый сланец).

П. м. Порода представляет собою сильно сланцеватую массу, состоящую из тонкозернистого кварца и полевого шпата (?), хлорита и серицита, в которой довольно редко встречаются полуразрушенные, замещенные серицитом и карбонатом выделения полевого шпата и фенокристаллы кварца, при чем последние резко облачно угасают и имеют бахромчатые края. Сланец часто пересекается неправильными прерывистыми жилками рудных минералов, нередко сопровождающихся карбонатом. Особой деформации фенокристаллов, как и вообще у фельзитов, здесь не наблюдается.

264′—277′ Хлоритово-известковый сланец, подобный породе с глуб. 231′—246′.

П. м. Представлен тонкой перемежаемостью белых (a) и зеленых (b) слоев.

a) Это слабо перекристаллизованная глинистая масса, усеянная частыми весьма мелкими пластинками светлозеленоватого хлорита (?) или серицита (?). Пластинки настолько мелки, что нет возможности определить, что они собою представляют — хлорит или серицит, но нужно думать, что здесь одновременно развивается тот и другой. Это подтверждается наличием в некоторых случая прослойков, состоящих из хлорита и серицита, находящихся в перемежаемости с прослойками тонкозернистого кварца, проникнутого мелкими пластинками хлорита и серицита. Иначе говоря, здесь мы имеем одну и ту же тонкозерни-

стую массу кварца, проникнутую весьма мелкими пластинками хлорита и серицита, местами столь частыми, что образуются хлоритово-серицитовые прослойки. Пыль углистого вещества, усеивающая массу породы, часто скопляется в более или менее значительные жилки.

b) По характеру и материалу слагающего вещества эти прослойки подобны хлоритово-известковому сланцу с глуб. 231′—246′.

277′—293′ Темновато-зеленый известково-хлоритовый сланец.

П. м. Сланец сложен тонкосланцеватой серицитово-хлоритово-кварцевой массой, в которой очень часто разбросаны линзы бесцветного карбоната (доломита), вытянутые по сланцеватости. Кое-где встречаются также зернышки кварца, крупнее обычной величины, и листочки мусковита. Изредка встречаются зерна полевого шпата, помутневшие от развития в них серицита и карбоната.

293′—303′ Сланец, подобный предыдущему, но пересеченный белыми карбонатово-кварцевыми жилками, мощностью от 1 до 10 мм., направленными то по сланцеватости, то независимо от нее. С *HCl* порода сильно вскипает.

П. м. Порода представлена перемежаемостью следующих прослойков:

a) прослойки состоят из альбита, кварца, карбоната и хлорита (мало);

b) прослойки состоят из хлорита, серицита и небольшого количества кварца и углистого вещества. Эти прослойки подобны хлоритовому сланцу из обн. №№ 6, 7, но несколько сильнее серицитизованы. Взаимоотношение хлорита и серицита такое же, как и там. Контакты названных прослойков (a и b) представлены массой зерен кварца и полевого шпата, сцементированных зеленым хлоритом, который здесь занимает место карбоната. Слои „b“ усеяны пылью углистого вещества, местами принимающего вид жилок.

303′—332′ Хлоритово-известковый сланец, подобный породе с глуб. 231′— 246′. Сланец представляет тонкую перемежаемость иногда сильно плойчатых белых и зеленых слоев, мощность которых меняется от долей до $^1/_2$ мм. Иногда замечаются карбонатово-кварцевые жилки, идущие в различных направлениях, независимо от сланцеватости. Иногда они вздуваются до значительной величины; они сильно вскипают с *HCl*. Цвет их вообще белый, но часто сопровождается буроватыми оттенками, обязанными пропитыванию лимонитом.

332′—453′ Хлоритово-известковый сланец, подобный предыдущему. Карбонатово-кварцевые жилки, имеющие разную мощность (от долей до 10 мм. и более), довольно часто пересекают сланец, проходя то косо к сланцеватости, то по ней.

П. м. Порода подобна сланцу с глуб. 293′—303′, лишь с тем отличием, что в слоях „b“ встречаются участки тонкозернистого кварца, проникнутого мелкими пластинками хлорита (?) или серицита (?).

453′—473′ Хлоритово-известковый сланец, подобный предыдущему. Хлорит окрашен в яркозеленый цвет, но в местах появления серицита он обесцвечивается и постепенно переходит в бесцветный серицит.

473′—482′ Хлоритово-известковый сланец, подобный породе с глуб. 293′—303′.

482′—594′ Хлоритово-известковый сланец, подобный предыдущему. В хлоритовых слоях иногда встречаются зерна апатита, цоизита и эпидота.

594′—597′ Темнозеленый с мелкой вкрапленностью пирита филлитовый глинистый сланец.

П. м. Мало перекристаллизованная масса глинистого сланца покрыта частыми, весьма мелкими пластинками светлозеленоватого хлорита, содержащего мелкие пластинки серицита. Иногда серицитизация захватывает полосы и участки. Встречаются более сильно перекристаллизованные участки, в которых сильно развит кварц и серицит. Довольно часто, более или менее придерживаясь сланцеватости, проходят карбонатово-кварцевые жилки, имеющие линзовидную форму.

597′—601′ Филлитовый глинистый сланец, подобный предыдущему.

П. м. Сильно напоминает предыдущий, но чаще пересечен жилками, состоящими из полевого шпата (альбит?), кварца и карбоната. Названные жилки чередуются с серицитово-хлоритовыми прослойками.

601′—609′ Темнозеленый филлитовый песчано-глинистый сланец, пересеченный белыми карбонатово-кварцевыми жилками.

П. м. Песчано-глинистая, слабо перекристаллизованная масса усеяна пылью углистого вещества, мелкими зернышками рудных минералов (пирит?) и проникнута частыми, весьма мелкими пластинками светлозеленоватого, слабо плеохроичного хлорита, кое-где содержащего мелкие пластинки серицита. В виде песчинок, кроме кварца, наблюдается полевой шпат, распознающийся по двойниковым сросткам. Сланец пересекается жилками, состоящими из полевого шпата, кварца и карбоната и проходящими в разных направлениях. Эти жилки сложены то кварцем и карбонатом, то полевым шпатом и карбонатом, то почти одним карбонатом, то, наконец, полевым шпатом, кварцем и карбонатом. Полевой шпат принадлежит альбиту. В жилках иногда встречаются пластинки светлозеленого хлорита.

Измерения полевого шпата в жилках дали:

1) Альбит № 3—4; [001]; $BNg = 72{,}5°$; $BNp = 80°$.

2) „ № 4; [001]; $BNg = 73°$; $BNp = 82°$; $2V = +85°$; $Ng - Np = 0{,}009$.

609′—616′ Зеленовато-серый филлитовый песчано-глинистый сланец, подобный предыдущему, но более часто пересеченный жилками, состоящими из полевого шпата, кварца и карбоната. Сланец подвержен сильной карбонатизации, выраженной неправильными полосками карбоната, явно придерживающимися сланцеватости. Серицит также обильно развит и встречается в полосках, не содержащих карбоната.

616′—627′ Темнозеленый хлоритизованный глинистый сланец.

П. м. Состоит из хлорита, кварца и небольшого количества серицита, пирита и глинистого вещества.

Сланец подобен породе с глуб. 601′—609′, но имеет не так хорошо выраженный песчанистый характер. Редко встречаются незначительные карбонатово-кварцевые жилки.

627′—633′ Темносерый однородный, с частой вкрапленностью пирита, филлитовый глинистый сланец.

П. м. Подобен предыдущему, но более значительно серицитизован. У вкрапленников пирита обильно развивается кварц, располагающийся главным образом спереди и сзади кристаллов его, считая по сланцеватости.

633′—639′ Хлоритово-известковый сланец, пересеченный белыми карбонатово-кварцевыми жилками, содержащими вкрапленность пирита.

П. м. Порода представлена перемежаемостью хлоритовых слоев и слоев, сложенных массой полевого шпата, кварца и карбоната, имеющей неправильную мостововидную структуру. Хлорит почти бесцветен и иногда содержит мелкие пластинки серицита, подобно тому, как это наблюдается в сланце из обн. №№ 6 и 7.

639′—651′ Зеленовато-черный с вкрапленностью пирита хлоритовый сланец.

П. м. Сланец представлен однородной волокнистой массой почти бесцветного хлорита, содержащей редкую вкрапленность пирита и редкие зернышки апатита и кварца.

651′—658′ Более светлый, чем предыдущий, с сильным блеском, жирный наощупь, серицитово-хлоритовый сланец, импрегнированный пиритом, кристаллы которого достигают 2 мм. в диаметре.

П. м. Порода подобна предыдущему образцу, но значительно подвержена серицитизации. Мелкие пластинки серицита располагаются независимо от сланцеватости; но более значительные пластинки (полоски) следуют по сланцеватости, прерывая пластинки хлорита.

658′—672′ Зеленовато-черный с сильным блеском, жирный наощупь, серицитово-хлоритовый сланец.

П. м. Подобен предыдущему, но пересечен карбонатово-кварцевыми жилками. Кое-где встречаются участки слабо перекристаллизованного глинистого сланца, состоящие из тонкозернистой массы кварца, проникнутой тонкими пластинками серицита и хлорита, и содержащие мелкие зерна карбоната. Эти участки, вытянутые по сланцеватости, перемежаются с серицитово-хлоритовыми слоями.

672′—679′ Светлозеленый с частой вкрапленностью пирита серицитово-кварцевый сланец.

П. м. Состоит из кварца, серицита, хлорита, карбоната и пирита, при чем кварц преобладает. Сланец сильно импрегнирован пиритом, вокруг зерен которого обильно развивается кварц. Встречаются участки хлоритово-серицитового сланца. Кое-где попадаются места, напоминающие до некоторой степени карбонатово-кварцевые жилки ранее описанного типа.

679′—690′ Темнозеленый хлоритово-серицитовый сланец.

П. м. Порода подобна сланцу с глуб. 651′—658′. Хлорит очень часто усеян пластинками серицита, расположенными независимо от сланцеватости.

690′—695′ Сланец, подобный породе с глуб. 639′—651′.

695′—701′ Сланец, подобный предыдущему, с частой вкрапленностью пирита и жилками халькопирита.

701′—703′ Сильно блестящий, жирный наощупь, хлоритовый сланец, окрашенный в светло- и темнозеленый цвет.

П. м. В тонкопластинчатой волокнистого характера массе хлорита встречаются участки мало перекристаллизованного глинистого сланца, состоящие из тонкозернистой массы кварца, слабо проникнутой мелкими пластинками хлорита. Кое-где встречаются линзы, состоящие из аггрегата кварца. Порода часто усеяна кристаллами пирита, у которых сильно развивается кварц.

703′—708′ Хлоритовый сланец.

П. м. Тонкопластинчатая войлочного характера масса почти бесцветного хлорита импрегнирована пиритом, при чем места, находящиеся у вкрапленников пирита, ничем не отличаются от остальной массы сланца.

708′—720′ Светлозеленоватый хлоритово-серицитово-кварцевый сланец.

П. м. Состоит из кварца и небольшого количества хлорита и серицита.

720′—731′ Темнозеленый с жирным блеском хлоритовый сланец, импрегнированный пиритом.

П. м. Порода состоит из хлорита и небольшого количества кварца, пирита и карбоната. В массе сланца встречаются линзочки бесцветного карбоната (доломита), вытянутые по сланцеватости.

731′—733′ Зеленовато-белый серицитово-кварцевый сланец, содержащий вкрапленность пирита и жилки халькопирита.

П. м. Состоит из кварца, серицита, карбоната и небольшого количества хлорита. Карбонат (доломит) крупнокристаллический и бесцветный, кварц имеет облачное угасание, тонкопластинчатый серицит залегает или в виде прослойков, или в виде отдельных участков.

733′—741′ Темносерый значительно оруденелый серицитовый сланец, весьма слабо вскипающий с *HCl*.

П. м. Сланец сильно карбонатизован. Карбонат (доломит) встречается большею частью в виде крупных кристаллов. В его зернах наблюдаются очень густая пыль и жилки рудных минералов.

741′—747′ Черный со слабым зеленоватым оттенком кварцево-хлоритовый сланец с вкрапленностью пирита и жилками халькопирита.

П. м. В волокнистой массе хлорита, усеянной мелкими зернышками кварца, лежат линзочки карбоната, округленные зерна кварца и пластинки серицита. Масса бесцветного хлорита часто усеяна мелкими

расплывчатыми зернышками кварца, местами образующими участки и полоски, пронизанные тонкими пластинками хлорита. Местами проходят прослойки, нацело сложенные хлоритом. Для серицита определено: 2 V (непосредств. изм.) $= -44°$; $Ng - Np = 0{,}031$.

747′—754′ Серый кварцитовый сланец с довольно частой вкрапленностью пирита и сфалерита. С HCl порода не вскипает.

П. м. Состоит из кварца (много), пирита, карбоната, сфалерита и серицита.

754′—803′ Черный, довольно плотный филлитовый углисто-глинистый сланец, слабо вскипающий с HCl.

П. м. Сланец подвержен сильной серицитизации и пересечен карбонатово-кварцевыми жилками. Кроме того, в сланце встречается карбонат то в виде мелких зерен, то в виде линзовидных кристаллов.

Скважина XII.

0′—234′ Наносы.

234′—501′ Хлоритово-известковый сланец.

501′—507′ Светлозеленый серицитово-кварцевый сланец с редкой вкрапленностью пирита.

П. м. Сланец состоит из кварца, серицита и небольшого количества пирита, карбоната и глинистого вещества. Мелкие пластинки серицита вытянуты как по сланцеватости, так и косо к ней. Кое-где замечаются крупные песчинки кварца.

507′—510′ Сланец, подобный предыдущему, но подвергшийся более сильному оруденению и пересеченный карбонатово-кварцевыми жилками, содержащими рудные минералы.

П. м. Шлиф сделан из жилки, состоящей из кварца, пирита, карбоната и халькопирита.

510′—513′ a) Серовато-черный филлитовый углисто-глинистый сланец с редкой и мелкой вкрапленностью пирита. Сланец изредка пересекается жилками халькопирита и карбонатово-кварцевыми жилками, проходящими как по сланцеватости, так и косо к ней.

П. м. Сланец сильно карбонатизован; замечается чередование полосок тонкозернистого карбоната со слоями глинистого сланца.

513′ b) Серовато-черный филлитовый углисто-глинистый сланец, подобный предыдущему, но более сильно оруденелый.

П. м. Состоит из углистого и глинистого вещества, кварца, пирита, карбоната, сфалерита, халькопирита и небольшого количества серицита. Кроме того, наблюдаются жилки кварца. Довольно отчетливо наблюдается неравномерная перекристаллизация породы. В участках значительного оруденения наблюдается сильная перекристаллизация кварцевого вещества и значительное развитие серицита. Некоторые участки нацело перекристаллизованы и состоят из кварца, серицита и рудных минералов. Карбонат встречается редко.

513′—518′ Сланец, подобный предыдущему, пересеченный жилками молочно-белого кварца, в которых иногда проходят жилки халькопирита.

518′—527′ Серовато-черный филлитовый углисто-глинистый сланец.

527′—530′ Сланец, подобный предыдущему, часто пересеченный карбонатово-кварцевыми жилками, содержащими рудные минералы.

П. м. Порода подобна сланцу (а) с глуб. 510′—513′. Порода значительно серицитизована; она часто пересечена жилками, идущими косо к сланцеватости и имеющими различную мощность, от микроскопической до 2 — 3 мм. Контакты жилок и сланца резкие; жилки сложены то кварцем, карбонатом и халькопиритом, то кварцем и халькопиритом, то, наконец, карбонатом и халькопиритом. Сланец вообще мало перекристаллизован.

530′—533′ Серицитово-кварцевый сланец, пересеченный карбонатово-кварцевыми и халькопиритовыми жилками. С *HCl* порода вскипает слабо.

П. м. Состоит из кварца, пирита, халькопирита и серицита. Кроме того, наблюдаются жилки, состоящие из пирита, карбоната, кварца и халькопирита.

533′—535′ Почти сплошная мелкозернистая руда, в которой кое-где встречаются остатки серицитово-кварцевого сланца.

П. м. Состоит из кварца, пирита, карбоната, сфалерита, халькопирита и серицита.

535′—540′ Слабо оруденелый серовато-черный филлитовый углисто-глинистый сланец, пересеченный карбонатово-кварцевыми жилками. С *HCl* сланец вскипает слабо.

540′—543′ Неравномерно перекристаллизованный и оруденелый филлитовый глинистый сланец. Оруденение выражено вкрапленностью и жилками рудных минералов.

П. м. Порода состоит из кварца, пирита, карбоната, халькопирита, серицита и глинистого вещества. Хорошо наблюдается неравномерная перекристаллизация породы. Масса глинистого сланца сперва переходит в тонкозернистую почти неопределимую массу, в которой с трудом узнаются кварц и серицит. В других местах шлифа появляются более перекристаллизованные полоски, содержащие уже определимые зерна кварца и более значительные пластинки серицита. Наконец, встречаются полоски и участки, сложенные довольно крупными зернами то одного кварца, то совместно с пластинками серицита; в этих полосках нередко проходят жилки рудных минералов, местами столь обильные, что кварц и серицит имеют подчиненное значение. Различно перекристаллизованные полоски и участки или следуют по сланцеватости, или же не придерживаются последней.

543′—549′ Светлосерый филлитовый глинистый сланец, часто пересеченный карбонатово-кварцевыми жилками. Сланец содержит редкую мелкую вкрапленность пирита.

П. м. Состоит из углистого и глинистого вещества, кварца, пирита, карбоната и серицита. Кроме того, наблюдаются карбонатовые и карбонатово-кварцевые жилки, иногда содержащие рудные минералы.

549′—553′ Сильно оруденелый филлитовый глинистый сланец. Порода представлена почти сплошной тонкозернистой рудой, в которой наблюдаются лишь отдельные участки глинистого сланца.

553′—556′ Серовато-черный филлитовый углисто-глинистый сланец, пересеченный карбонатово-кварцевыми жилками, слабо вскипающими с *HCl*.

П. м. Сланец подобен породе с глуб. 543′—549′, но не содержит карбоната и пирита. Наблюдаются халькопиритовые и карбонатово-кварцевые жилки, содержащие пирит и халькопирит.

556′—567′ Сланец, подобный предыдущему, часто пересеченный карбонатово-кварцевыми жилками. Оруденения почти незаметно.

П. м. В карбонатово-кварцевых жилках на ряду с карбонатом и кварцем встречается полевой шпат.

567′—583′ Образец взят из карбонатово-кварцевой жилки, пересекающей предыдущий сланец.

П. м. Состоит из карбоната, кварца и небольшого количества серицита.

583′—588′ Светлосерый метаморфизованный фельзит с редкой мелкой вкрапленностью пирита и сфалерита.

П. м. Порода подвержена значительной карбонатизации и состоит из альбита, кварца, микрофельзитовой массы, пирита, карбоната, сфалерита и серицита.

Скважина XIII.

0′— 66′ Наносы.

66′— 98′ Темновато-зеленый хлоритово-известковый сланец, представленный перемежаемостью белых и зеленых слоев, мощность которых меняется от долей до $^1/_2$—1 мм. Сланец сильно вскипает с *HCl*.

П. м. Состоит из углистого и глинистого вещества, альбита, кварца, эпидота, карбоната, хлорита и серицита.

Порода представлена перемежаемостью следующих слоев:

a) Песчано-глинистая масса, в которой наблюдаются округленные зерна кварца и полевого шпата, редко достигающие $^1/_3$ мм. в диаметре, обычно же раза в 4—5 меньше. Здесь хорошо наблюдаются переходы от самых крупных до чрезвычайно мелких зерен кварца и полевого шпата.

b) Слои состоят из кварца и полевого шпата, сцементированных карбонатом. Зерна кварца и полевого шпата имеют такую же величину, как и в слоях „a“, при чем отсутствуют только очень мелкие. Зерна полевого шпата то слабо облачно угасают и в этом случае мутноваты (наполнены серицитом и карбонатом), то совершенно свежи, водяно-прозрачны и имеют ровное угасание. Последние зерна встречаются только в карбонатовых слоях.

98′—118′ Сланец, подобный предыдущему, но более сильно серицитизованный. Как и в предыдущем сланце, замечается значительное количество непрозрачного (углистого) вещества, в виде пыли усеивающего хлоритовые

и серицитовые слои. Углистое вещество иногда образует сплошные пятна. В карбонатовых слоях оно присутствует в очень небольшом количестве.

118′—128′ Темновато-зеленый более или менее однородный известково-хлоритово-серицитовый сланец, слабо вскипающий с *HCl*.

П. м. Этот сланец еще более сильно серицитизован, чем предъидущий, и содержит мало карбоната. Последний встречается или в виде отдельных участков, или в виде небольших прерывистых полосок (прослойков), или, наконец, просто ютится у зерен кварца и полевого шпата.

128′—151′ Хлоритово-известковый сланец, подобный породе с глуб. 98′—118′. Порода представлена такой же перемежаемостью, но только в прослойках с карбонатом почти отсутствует полевой шпат. Присутствуют прослойки, сложенные почти только серицитом и хлоритом при очень малом количестве кварца и густо усеянные непрозрачной пылью углистого (?) вещества, иногда скученного в пятна и полоски. Непрозрачная пыль такого же характера встречается и в карбонатовых слоях, но всегда приурочена к хлоритовым пятнам. В песчано-глинистых прослойках, проникнутых частыми весьма мелкими пластинками бледно-зеленого хлорита, углистое вещество также присутствует, но в меньшем количестве. Кое-где встречаются зерна эпидота.

151′—155′ Хлоритово-известковый сланец, подобный породе с глуб. 231′—246′ скв. XI-А.

155′—159′ Хлоритово-известковый сланец, подобный породе с глуб. 98′—118′, но не содержащий эпидота.

159′—163′ Хлоритово-известковый сланец, отличающийся от раньше описанных бо́льшим количеством карбоната; карбонатовые слои, состоящие также из полевого шпата, кварца и карбоната, слагают почти всю массу породы. Песчано-глинистые слои встречаются в виде пятен и небольших прерывистых полосок. Песчано-глинистая масса проникнута весьма мелкими пластинками хлорита и серицита. Непрозрачная пыль замечается в небольшом количестве в пятнах, содержащих хлорит.

163′—167′ Песчано-мергелистый сланец. Порода подобна предыдущему сланцу, но содержит еще меньше хлоритовых участков; она сложена зернами кварца и полевого шпата, сцементированными карбонатом. Карбонат местами слабо перекристаллизован. Порода во многом сильно напоминает известняки и мергелистые сланцы. Непрозрачная пыль углистого вещества наблюдается в пятнах, содержащих хлорит.

167′—171′ Сланец, подобный породе с глуб. 155′—159′. Наблюдаются карбонатово-кварцевые жилки.

171′—179′ Серовато-зеленый почти однородный песчано-мергелистый сланец, бурно вскипающий с *HCl*.

179′—198′ Сланец, подобный породе с глуб. 66′—98′.

198′—217′ Сланец, подобный породе с глуб. 151′—155′. Вкрапленность пирита выражена слабее.

217′—231′ Темновато-зеленый известково-хлоритово-серицитовый сланец. Макроскопически перемежаемость слоев выражена слабо.

II. м. Наблюдается перемежаемость таких прослойков:

a) слабо перекристаллизованная масса глинистого сланца, проникнутая весьма мелкими пластинками светлозеленоватого хлорита;

b) слабо перекристаллизованная песчано-глинистая масса, в которой иногда проходят полоски, существенно состоящие из кварца и карбоната. Полоски проходят преимущественно по сланцеватости; встречаются жилки карбоната, идущие косо к сланцеватости;

c) хлоритово-серицитовая тонкопластинчатая (волокнистого характера) масса, в которой кое-где лежат зерна кварца, имеющие более или менее значительные размеры.

Прослойки сильно плойчатые; порода не представляет правильной перемежаемости названных слоев, а состоит из чередования небольших частей последних. Порода, по всей вероятности, должна быть отнесена к метаморфизованному песчано-глинистому сланцу. Она изредка пересечена карбонатово-кварцевыми жилками, проходящими чаще всего по сланцеватости. Пыль непрозрачного (углистого ?) вещества довольно часто усеивает хлоритово-серицитовые слои и иногда образует сплошные пятна. Кое-где встречаются вкрапленники пирита.

231′—244′ Светлозеленый метаморфизованный порфир (?), представляющий перемежаемость белых и зеленоватых слоев, подобных предъидущим сланцам. Порода почти ничем не отличается от раньше описанных хлоритово-известковых сланцев.

II. м. Состоит из альбита, кварца, хлорита, серицита и карбоната; порода также мало чем отличается от тех же хлоритово-известковых сланцев. Зерна полевого шпата наполнены мелкими образованиями карбоната и серицита.

244′—260′ Сланец, подобный породе с глуб. 163′—167′.

260′—292′ Хлоритово-известковый сланец.

292′—354′ Сланец, подобный породе с глуб. 155′—159′.

354′—367′ Хлоритово-известковый сланец.

367′—400′ Сланец, подобный породе с глуб. 98′—118′.

400′—404′ Сланец, подобный породе с глуб. 159′—163′,

404′—409′ Светлосерый, с зеленоватым оттенком, плойчатый альбитофир, слабо вскипающий с *HCl*.

II. м. Состоит из выделений альбита и кварца и микрофельзитовой основной массы. Кроме того, наблюдаются хлорит, серицит и карбонат. Полевые шпаты наполнены серицитом и карбонатом, которые иногда почти нацело замещают зерна их.

409′—411′ Бледно-сероватый метаморфизованный альбитофир, пересеченный карбонатово-кварцевыми жилками. С *HCl* порода слабо вскипает. Наблюдается слабая вкрапленность пирита.

II. м. Подобен предыдущему. Наблюдаются карбонатово-кварцевые жилки, содержащие альбит.

411′—413′ Темносерый хлоритово-известковый сланец.

413′—415′ Филлитовый песчано-глинистый сланец.

415′—418′ Сланец, подобный породе с глуб. 411′—413′. Наблюдается небольшая вкрапленность пирита.

418′—420′ Серовато-черный сильно плойчатый филлитовый углисто-глинистый сланец, вкрапленный мелкими зернами пирита.

П. м. Сланец очень сильно карбонатизован; он представлен неправильной перемежаемостью слоев глинистого сланца и карбоната. Местами отчетливо наблюдаются кристаллы буроватого карбоната.

420′—422′ Филлитовый углисто-глинистый сланец, окрашенный в более темный цвет, чем предыдущий. Сланец значительно серицитизован и довольно сильно пересечен карбонатово-кварцевыми жилками, проходящими большею частью по сланцеватости. Непрозрачная пыль углистого (?) вещества очень часто усеивает слои и иногда образует сплошные вытянутые по плойчатости прерывистые полоски.

422′—431′ Черный плойчатый филлитовый углисто-глинистый сланец, слабо вскипающий с *HCl*. Сланец пересечен карбонатово-кварцевыми жилками, содержащими пирит.

П. м. Сланец представляет собою очень частую перемежаемость карбонатовых слоев и слоев углисто-глинистой массы, при чем замечается, что карбонатовые слои не продолжаются на более или менее значительное протяжение, а часто прерываются. Слои углисто-глинистой массы сложены главным образом непрозрачным (углистым ?) веществом при незначительном количестве серицита.

431′—434′ Зеленовато-серый плойчатый филлитовый глинистый сланец, слабо вскипающий с *HCl*.

П. м. Наблюдается послойное расположение непрозрачного (углистого ?) вещества. По сланцеватости проходят карбонатово-кварцевые жилки, чередующиеся со слоями сланца. Кое-где в массе глинистого сланца лежат зерна карбоната, иногда находящиеся вместе с кварцем.

434′—440′ Сланец, подобный породе с глуб. 422′—431′.

440′—442′ Светлозеленовато-серый плойчатый филлитовый глинистый сланец, пересеченный карбонатово-кварцевыми жилками.

П. м. В сланце довольно часто встречается карбонат, залегающий или в виде отдельных зерен, разбросанных по всей массе сланца, или (чаще) в виде скоплений, вытянутых по сланцеватости и принимающих вид прослойков, или же, наконец, в виде более или менее значительных прослойков. В последних вместе с карбонатом всегда наблюдается кварц, что позволяет считать эти прослойки не чем иным, как карбонатово-кварцевыми жилками, проходящими по сланцеватости. В породе кое-где разбросаны мелкие зерна пирита.

442′—443′ Светлозеленый серицитово-кварцевый сланец с частой вкрапленностью пирита. Порода является не чем иным, как более значительно перекристаллизованным предыдущим сланцем.

443′—453′ Сланец, подобный предыдущему, пересеченный карбонатово-кварцевыми жилками, содержащими вкрапленность пирита.

Образец взят из жилки, состоящей из карбоната, кварца и рудных минералов.

453′—464′ Бледно-зеленовато-серый серицитово-кварцевый сланец.

П. м. Состоит из кварца, хлорита, пирита, карбоната и серицита. Наблюдаются неправильные рудные жилки.

464′—474′ Светлосерый с зеленоватыми прослоечками метаморфизованный кварцевый альбитофир, содержащий слабую вкрапленность пирита.

П. м. Подобен породе с глуб. 404′—409′.

474′—476′ Альбитофир, подобный предыдущему, но более сильно карбонатизованный. Карбонат (доломит) встречается в виде одиночных линз, сильно вытянутых по сланцеватости.

476′—483′ Серый рассланцованный кварцевый альбитофир, слабо вскипающий с *HCl*. Макроскопически заметны линзовидные фенокристаллы кварца и лейсты полевого шпата.

П. м. Порода довольно сильно подвержена карбонатизации; карбонат то в виде мелкого зерна проникает по сланцеватости породы, то в виде частых линзочек усеивает массу последней.

Измерения полевого шпата дали:

Альбит № 2; $\perp$ (010); $BNg = 16{,}5°$; $BNp = 87{,}5°$.

Скважина XIII-A.

0′—100′ Наносы.

100′—290′ Хлоритово-известковый сланец, сильно вскипающий с *HCl*. Сланец скорее имеет туфовидный, чем песчаниковый характер.

290′—298′ Светлосерый с зеленоватым оттенком рассланцованный фельзитовый альбитофир.

П. м. Состоит из выделений альбита и кварца и тонкозернистой полевошпатово-кварцевой основной массы. Кроме того, наблюдаются хлорит, карбонат и серицит.

298′—660′ a) Темнозеленый хлоритово-известковый сланец, сильно вскипающий с *HCl*. Замечаются вкрапленность пирита и карбонатово-кварцевые жилки, пересекающие сланец.

П. м. Состоит из альбита, кварца, карбоната, хлорита, эпидота, пирита и серицита.

b) Карбонатово-кварцевая жилка, пересекающая предыдущий сланец; она состоит из кварца, карбоната и незначительного количества серицита.

660′—667′ Темнозеленый филлитовый глинистый сланец, подобный сланцу из обн. № 37, очень слабо вскипающий с *HCl*.

П. м. Состоит из глинистой массы, кварца, хлорита, карбоната, пирита и серицита.

667′—693′ a) Темнозеленый плойчатый хлоритово-кварцевый сланец, очень слабо вскипающий с *HCl*. Порода импрегнирована пиритом.

П. м. Порода подобна предыдущей, но более сильно перекристаллизована и содержит больше хлорита.

b) Беднозеленоватый с желтоватым оттенком серицитово-кварцевый сланец, пересеченный жилками кварца и импрегнированный пиритом.

П. м. Состоит из кварца, хлорита, пирита и серицита.

693′—731′ Черный плойчатый филлитовый углисто-глинистый сланец, содержащий редкую вкрапленность пирита. Сланец содержит довольно частые прослоечки белого карбоната, сильно вскипающего с *HCl*, обязанные, вероятно, вторичной карбонатизации сланца.

П. м. Подобен породе с глуб. 543′—549′, скв. XII.

731′—736′ a) Бледно-зеленый с желтоватым оттенком хлоритово-серицитовый сланец с мелкой вкрапленностью пирита.

П. м. Состоит из кварца, хлорита, пирита и серицита. Наблюдаются жилки кварца.

b) Темнозеленый со смоляным блеском хлоритовый сланец, довольно часто вкрапленный пиритом. Кристаллы пирита довольно крупные, достигают 1—1½ мм. в диаметре.

П. м. Сланец состоит из хлорита и небольшого количества пирита и кварца.

736′—742′ Хлоритово-кварцевый сланец с частой вкрапленностью пирита. Сланец подобен породе из обн. № 21d.

П. м. Состоит из кварца, пирита и небольшого количества хлорита.

742′—745′ Сплошная мелкозернистая руда.

П. м. Руда состоит из пирита, карбоната, кварца, сфалерита, халькопирита и серицита.

745′—756′ a) Темнозеленый со смоляным блеском хлоритовый сланец.

П. м. Подобен породе (b) с глуб. 731′—736′, но не содержит кварца.

b) Светлозеленоватый плойчатый фельзит (?).

П. м. Состоит из кварца, микрофельзита (?), хлорита, пирита и серицита.

756′—804′ a) Зеленовато-черный со смоляным блеском хлоритовый сланец с крупной вкрапленностью пирита, кристаллы которого достигают 5 мм. в диаметре.

П. м. Сланец подобен породе (a) с глуб. 745′—756′.

b) Светлозеленый плойчатый серицитово-кварцевый сланец (метаморфизованный песчано-глинистый сланец) с мелкой вкрапленностью пирита.

П. м. Сланец состоит из кварца, пирита и серицита.

804′—812′ Сильно оруденелый серицитово-кварцевый сланец, слабо вскипающий с *HCl*. Оруденение выражается вкрапленностью и жилками рудных минералов.

П. м. Состоит из кварца, пирита, карбоната, галенита (мало), халькопирита и серицита.

812′—814′ Хлоритовый сланец с редкой вкрапленностью пирита. Сланец часто пересечен карбонатово-кварцевыми жилками, значительно вскипающими с *HCl*.

П. м. Состоит из хлорита и небольшого количества пирита и серицита. Наблюдаются карбонатово-кварцевые жилки.

814′—815′ Зеленовато-черный со смоляным блеском хлоритовый сланец с довольно крупной вкрапленностью пирита, кристаллы которого достигают 1 мм. в диаметре.

П. м. Сланец подобен предыдущему, но содержит кварц. Карбонатово-кварцевые жилки содержат рудные минералы.

815′—818′6″ а) Светлосерый с синеватым оттенком кварцитовый сланец с мелкой вкрапленностью и жилками рудных минералов. С *HCl* порода вскипает слабо.

П. м. Порода состоит из альбита, кварца, пирита, сфалерита, халькопирита и галенита.

b) Мелкозернистая руда.

818′6″—824′ Черный плойчатый филлитовый углисто-глинистый сланец, слабо вскипающий с *HCl*.

П. м. Подобен породе с глуб. 693′—731′.

Сланец сильно карбонатизован и слабо оруденелый.

824′—827′ Светлозеленый серицитово-кварцевый сланец с мелкой вкрапленностью пирита.

П. м. Подобен породе с глуб. 756′—804′.

Описание колонок скважин Гребенюшинского месторождения.

Скважина I.

0′— 57′ Желтовато-зеленый богатый кварцем туф.

П. м. Состоит из выделений альбита и кварца, тонкозернистой полевошпатово-кварцевой массы, хлорита и серицита.

57′—118′ Туф, подобный предыдущему, но окрашенный в светло- и темно-зеленый цвет. С *HCl* вскипает слабо.

П. м. Подобен предыдущему, но содержит меньше серицита и содержит цоизит, эпидот и карбонат.

118′—156′ Темнозеленый мало плойчатый богатый кварцем туф, слабо вскипающий с *HCl*.

П. м. Подобен предыдущему, но содержит меньше кварца и альбита и больше цоизита, эпидота и серицита.

156′—170′ а) Хлоритово-известковый сланец, бурно вскипающий с *HCl*. Порода представляет собою частую перемежаемость белых и зеленых слоев, импрегнированных пиритом. Кристаллы пирита достигают 1 мм. в диаметре.

П. м. Состоит из кварца, карбоната, хлорита и небольшого количества пирита, серицита, полевого шпата и глинистого вещества.

Порода подобна хлоритово-известковому сланцу с глуб. 159′—163′ скв. XIII.

b) Светлозеленый тонкосланцеватый метаморфизованный мергелистый сланец, сильно вскипающий с *HCl*. Сланец содержит мелкую вкрапленность пирита.

П. м. Порода подобна предыдущему сланцу.

170′—186′ Желтовато-зеленый мергелистый сланец, бурно вскипающий с *HCl*. Порода представлена перемежаемостью зеленых и светложелтых слоев.

П. м. Подобен предыдущему.

В породе встречаются пятна песчано-глинистого сланца, иногда вытянутые в виде прослойков в карбонатовой массе. Карбонатовое вещество слабо перекристаллизовано.

186′—197′ Сланец, подобный породе с глуб. 170′—186′.

197′—210′ Белый с зеленоватым оттенком метаморфизованный известняк.

П. м. Подобен породе (a) с глуб. 156′—170′.

Встречаются отдельные пятна песчано-глинистой массы. Карбонат слабо перекристаллизован.

210′—214′ Бледнозеленоватый плойчатый метаморфизованный песчано-глинистый сланец с мелкой вкрапленностью пирита.

П. м. Состоит из кварца, хлорита, пирита, серицита и небольшого количества глинистого вещества.

214′—218′ Буровато-желтый плотный известняк, бурно вскипающий с *HCl*. Известняк пересечен тонкими жилками кальцита.

П. м. Состоит из кварца, карбоната и небольшого количества хлорита, серицита и полевого шпата.

218′—222′ Светлозеленоватый кварцитовый сланец с частой вкрапленностью рудных минералов, из которых преобладает пирит.

П. м. Состоит из кварца, хлорита, пирита, карбоната, галенита и серицита.

222′—226′ Известняк, подобный породе с глуб. 214′—218′, но немного более сильно перекристаллизованный.

226′—230′ Довольно часто вкрапленный пиритом серицитово-кварцевый сланец, очень слабо вскипающий с *HCl*. Порода представлена значительно перекристаллизованным песчано-глинистым материалом, подобным породе с глуб. 210′—214′.

П. м. Порода подобна сланцу с глуб. 210′—214′, но содержит больше кварца и пирита и содержит, кроме того, карбонат.

230′—235′ Частая вкрапленность рудных минералов в сильно перекристаллизованном песчано-глинистом сланце, подобном предыдущему.

П. м. Состоит из пирита, карбоната, кварца и небольшого количества галенита и серицита.

235′—250′ a) Белый известняк, бурно вскипающий с *HCl*.

П. м. Состоит из карбоната, кварца и небольшого количества хлорита, пирита и серицита.

Структура породы неправильно мостововидная. Встречаются мелкие хлоритово-серицитовые пятна.

b) Темновато-зеленый плойчатый туф, вскипающий с *HCl* и пересеченный карбонатово-кварцевыми жилками.

П. м. Состоит из альбита, кварца, мелкозернистого полевошпатово-кварцевого аггрегата, хлорита и карбоната. Наблюдаются карбонатово-кварцевые жилки.

250′—278′ Светлозеленый туф с мелкой вкрапленностью пирита.

П. м. Подобен предыдущему, но содержит меньше хлорита и содержит, кроме того, пирит и серицит.

278′—293′ Карбонатово-кварцевая жилка, проходящая в туфе, подобном породе с глуб. 250′—278′.

293′—301′ Светлозеленый, бурно вскипающий с *HCl*, богатый кварцем туф с мелкой вкрапленностью пирита.

П. м. Подобен предыдущему, но содержит цоизит и эпидот.

Скважина II.

0′—143′ Темнозеленый богатый кварцем туф, сильно вскипающий с *HCl*.

П. м. Подобен породе с глуб. 293′—301′ предыдущей скважины.

143′—172′ Светлозеленый тонкосланцеватый, богатый кварцем туф.

П. м. Отличается от предыдущего меньшим количеством альбита, бо́льшим количеством серицита и отсутствием карбоната.

172′—192′ Зеленовато-желтый известняк.

192′—194′ Сланец, подбный породе с глуб. 156′—170′ предыдущей скважины.

194′—196′ Зеленовато-белый известняк.

196′—200′ Светлозеленый, с мелкой вкрапленностью пирита, плойчатый хлоритово-известковый сланец, вскипающий с *HCl*.

П. м. Состоит из полевого шпата, кварца, карбоната и небольшого количества хлорита, пирита и серицита.

200′—208′ Светлозеленоватый с вкрапленностью пирита хлоритово-известковый сланец, бурно вскипающий с *HCl*. Порода представлена перемежаемостью светлозеленых и светложелтых слоев.

208′—213′ Светлозеленоватый плотный мраморизованный известняк, бурно вскипающий с *HCl*.

П. м. Состоит из карбоната и небольшого количества полевого шпата, кварца, хлорита и серицита.

213′—236′ Сланец, подобный породе с глуб. 200′—208′.

236′—250′ Известняк, подобный породе с глуб. 214′—218′ предыдущей скважины.

250′—263′ Светлозеленоватый плойчатый серицитово-кварцевый сланец с мелкой вкрапленностью пирита. С *HCl* сланец слабо вскипает.

П. м. Порода состоит из кварца, карбоната, серицита и небольшого количества хлорита и пирита. Порода значительно карбонатизована.

263′—277′ Плойчатый богатый кварцем туф, содержащий мелкую вкрапленность пирита.

П. м. Состоит из альбита, кварца, тонкозернистой полевошпатово-кварцевой массы, хлорита, пирита, карбоната и серицита.

277′—292′ Образец взят из белого плотного мрамора, бурно вскипающего с *HCl* и проходящего в виде тонкого прослойка в предыдущей породе.

П. м. Мрамор состоит из карбоната и небольшого количества полевого шпата и кварца.

292′—328′ Белый, со слабым зеленоватым оттенком, плойчатый песчано-глинистый сланец с мелкой вкрапленностью пирита. Порода слабо вскипает с *HCl*.

П. м. Сланец состоит из кварца, серицита и небольшого количества хлорита и карбоната. Кроме того, наблюдаются жилки карбоната.

328′—346′ Темнозеленый богатый кварцем туф, слабо вскипающий с *HCl*.

П. м. Подобен породе с глуб. 263′—277′, но содержит меньше серицита и пересечен жилками карбоната.

Описание колонки скважины Шипулинского месторождения.

0′— 15′ Наносы.

15′— 35′ Буровато-серый тонкосланцеватый серицитово-кварцевый сланец.

П. м. Состоит из кварца, хлорита, пирита и серицита.

35′—56′ Светлосерый серицитово-кварцевый сланец.

П. м. Сланец состоит из кварца, биотита (?), хлорита, карбоната, пирита и серицита. Преобладает кварц.

56′—66′ Буровато-серый плотный серицитово-кварцевый сланец, сильно вскипающий с *HCl*.

П. м. Состоит из кварца, карбоната и небольшого количества пирита и серицита. Кроме того, наблюдаются жилки карбоната.

66′—70′ Светлозеленоватый плойчатый серицитово-кварцевый сланец, вскипающий с *HCl*.

П. м. Подобен породе с глуб. 35′—56′, но содержит больше серицита и пересечен жилками карбоната.

70′—102′ Светлозеленоватый серицитово-известково-кварцевый сланец, сильно вскипающий с *HCl*.

П. м. Подобен породе с глуб. 56′—66′.

102′—111′ Сланец, подобный породе с глуб. 66′—70′.

111′—123′ Бледно-желтоватый серицитово-кварцевый сланец.

П. м. Состоит из кварца, серицита и небольшого количества биотита, хлорита и пирита.

123′—143′ Светлозеленоватый тонкосланцеватый серицитово-кварцевый сланец.

П. м. Состоит из кварца и серицита.

143′—163′ Сланец, подобный породе с глуб. 123′—143′.

163′—177′ Темнозеленый туфовый сланец, близкий к песчано-глинистому сланцу.

П. м. Сланец состоит из альбита, кварца, карбоната и небольшого количества пирита и серицита.

177′—194′ Сланец, подобный породе с глуб. 15′—35′.

194′—209′ Светлозеленый метаморфизованный богатый кварцем туф.

П. м. Состоит из альбита, кварца, тонкозернистой полевошпатово-кварцевой массы, хлорита, эпидота и серицита.

209′—238′ a) Буровато-желтый кварцево-известковый сланец, вскипающий с *HCl*.

П. м. Состоит из кварца, карбоната и небольшого количества серицита. Встречаются крупные линзы карбоната.

b) Темнозеленый бедный кварцем туф с редкой вкрапленностью пирита. Порода сильно вскипает с *HCl*.

Породы „a“ и „b“ встречаются в виде перемежающихся прослойков.

238′—250′ Темнозеленый с мелкой вкрапленностью пирита известково-кварцевый сланец, очень слабо вскипающий с *HCl*.

П. м. Состоит из кварца, карбоната и небольшого количества хлорита, пирита и серицита.

250′—255′ Темновато-серый слюдяно-кварцевый сланец, сильно вскипающий с *HCl*. Порода часто усеяна листочками биотита.

255′—257′ Метаморфизованный мергелистый сланец, в виде прослойка проходящий в предыдущем сланце. Наблюдается вкрапленность пирита.

П. м. Сланец состоит из кварца, карбоната, глинистой массы и небольшого количества пирита и серицита.

257′—265′ Сланец, подобный породе с глуб. 250′—255′.

265′—308′ Темносерый с мелкой вкрапленностью пирита слюдяно-кварцевый сланец, значительно вскипающий с *HCl*.

П. м. Сланец состоит из кварца, биотита, карбоната и небольшого количества пирита и серицита.

308′—320′ Светлосерый, с зеленоватым оттенком, известково-кварцевый сланец, сильно вскипающий с *HCl*. Замечается мелкая вкрапленность пирита.

П. м. Подобен породе с глуб. 238′—250′, но не содержит хлорита.

320′—331′ Белый тонкозернистый мрамор, бурно вскипающий с *HCl*.

П. м. Состоит из карбоната, кварца и небольшого количества серицита. Карбонат перекристаллизован неравномерно.

Довольно часто встречается кварц, образующий небольшие прослойки.

331′—335′ Темносерый мрамор с довольно частой вкрапленностью пирита.

335′—339′ Светлосерый мрамор, бурно вскипающий с *HCl*.

П. м. Порода состоит из карбоната и небольшого количества серицита. Структура—неправильно мостововидная.

The Beloussovsky Ore-Deposit in the Altai Mountains.

G. Padalka.

SUMMARY.

In the present work the author is giving a rather detailed characteristic, both from scientific and economic standpoints, of the Beloussovsky Mine, situated 17 versts NNW of the town Oust-Kamenogorsk, in the district of Semipalatinsk, and located on the right shore of the Glubochanka river, right tributary of the Irtysh.

The area of the mine is made up of igneous, sedimentary and tuffaceous rocks, deeply altered by regional and ore-metamorphism.

Of the sedimentary rocks that have been subjected to regional metamorphism the following are to be noted: phyllitic carbon-clayey, argillaceous and sandy-clayey slates, marmorized, dolomitized and silicified sandstones and calc-chlorite schists, the latter having been derived from marly and argillaceous shales.

A strong regional metamorphism has equally taken place in the igneous rocks, the albitophyres being altered into porphyroids. It has been observed that the dynamo-metamorphism has not in the same degree been reflected in all the albitophyres, in result of which gradations may be traced from the feebly schistous varieties to rocks, scarcely to be distinguished from the quartz-sericite schists. Such gradations may be easily established on the base of the grade of flattening by stress of the quartz phenocrysts which assume various habits: the ellipsoidal habit of „Schwanzenquarz“ and that of thin lenses equalling a sheet of paper in thickness. The phenocrysts of feldspar prove to be considerably stabler: they assume a habit ellipsoidal in cross section and are often dissected by small fissures.

Besides the albitophyres, the igneous rocks are represented by epidiorite porphyrite which has not been subjected to dynamo-metamorphism.

The dynamo-metamorphism has been strong in the tuffs and tuffaceous schists, represented by green and dark grey (with greenish shades) coarsely schistose rocks falling into two groups: with a high and a low contents of quartz. The first are composed of materials derived both from the quartz albitophyres and from more basic rocks, whilst the second are probably composed of the material of the porphyrites.

Those rocks that have been altered by the ore-building (hydrothermal) solutions are disposed in three parallel bands stretching across the Beloussovsky and Grebeniushinsky deposits and mount Grebeniukha.

These rocks are represented by: chlorite-sericite-quartz schists, chlorite schists, chlorite-quartz schists, sericite-quartz schists, sericite-talc schists, flint schists and secondary quartzites.

Nearly all these rocks result from metamorphism chiefly of argillaceous shales and only the secondary quartzites present a result of a complete silication of felsites.

The great manifoldness of the enumerated schists is more due to a supply of extraneous matter than to the primary composition of the rocks.

The age of the rocks exposed in the environs of the mine is not determined, as organic remains have not been encountered.

The rocks are dislocated in a NW 310—320° direction and dip at angles of 40—50—55° NE; at places they are strongly crumpled.

The main mass of the albitophyres presents hypabyssal intrusions which have given rise to a number of veins and intrusive bodies.

The processes of regional and ore-metamorphism have followed one another perhaps without being separated by any lasting time interval.

During the metamorphic processes of the first type there goes on the formation of the crystalline schists, of various chlorite schists and the appearence of the following minerals: sulphides, in part (pyrite), chlorite, quartz, sericite and others.

These alterations increase during the period of ascending of the ore-solutions, protruding along the zones of fracture. The latter period exhibits a stronger silication, carbonatization, impregnation by ore, sericitisation and enrichment in talc.

Under the name of the Belousovsky Mine several deposits are comprised, from these of chief importance is the Belousovsky deposit, of a secondary—the Grebeniushinsky, Zudilovsky, Shipulinsky and the other minor deposits, disposed in a decreasing range, as to their value. It is to be observed that the deposits are confined to parallelly lying shear zones.

The Beloussovsky deposit. 1) Wall rocks: a) the hanging wall is a rapidly intermittent series of sericite-quartz schists, of chlorite schists, of talc schists and of phyllitic argillites. Besides these, there are exhibited here interbeds of carbon-clayey slates and a number of albitophyre sills. b) The rocks alternating with the ore-bodies are represented by the same schists with the sole distinction of being considerably more altered and impregnated by the ore up to a grade, when continuous ore-bodies are formed. Moreover, the albitophyres are of more frequent occurrence here, whilst the phyllitic carbon-clayey and argillaceous shists are rarer. c) The foot wall consists of phyllitic carbon-clayey schists penetrated by the albitophyre sills.

2) Location of the deposit. The ore-body lies conformably with the including rocks, namely: it strikes NW 310° and dips at an angle of 40—55° NE. Ore stringers traversing the wall rocks are occasionally exhibited, but these are of absolutely subordinate importance.

3) Shape and extension. The Belousovsky ore-deposit is not a single continuous ore-body, but consists of a number of flattened, more or less parallelly lying lenses of repeated occurrence along the strike and running along the bedding planes of the wall rocks. The total thickness of the ore-body varies from 3 to 15 meters,

the thickness of the continuous pyritic bodies varying from 1 to 7 feet and that of the dividing interbeds—from 1 to 2 feet.

The transition from the continuous ore to the bare rocks is either sharp, or gradual.

The deposit has a gentle (10—15°) dip to the NW and pinches out in sinking (at a depth of 150—250 meters).

The ore-body has been traced along the strike at an extent of 1,7 kilometers and to a depth of 250 meters. The deposit is not being exhaustively prospected and there is no doubt that it is extending farther to the NW.

The average contents of metals in the ore-body is as follows: *Cu* —3,8%; *Zn*—7,5%, *Pb*—0,7%; *Au*—1,5% and *Ag*—40 grams per ton.

The metal reserves (probable) in tons—*Cu*—54.000; *Zn*—105.000; *Pb*—10.000; *Au*—2; *Ag*—36.

4) The ore-body. The ore-body is revealed on the surface within the limits of a small volcanic cone (sopka) in the form of a rapid intermittence of banded porphyroids highly or feebly impregnated by limonite and in a less degree by malachite, as well as of occasional schists, interleaved with continuous red-ironstone stringers.

These rocks form a continuous belt, from 4 to 5 sagenes in thickness, the thickness of the limonite stringers mostly varying from 1 to 2 vershoks, more seldom attaining 4—6 vershoks.

The ore-body consists of three zones: an ochreous, a sooty and a pyritic.

The ochreous zone consist of oxidized combinations.

The zone of sooty ores presents a transition from the ochreous to the pyritic zones and consists of pyrite, sphalerite, chalcopyrite, galenite, chalcocite and covellite.

The pyritic ores fall into two groups: the feebly impregnated and the nearly continuous ones, the transition between both groups being either abrupt or gradual.

The amount of pyrite is largely prevailing over that of the other sulphides in the feebly impregnated rocks, whilst in the continuous ores it proves to be nearly equal to that of chalcopyrite and sphalerite. The latter are often prevailing over the other sulphides.

The continuous ores exhibit a more or less compact uniform fabric and consist of very intimately intermingled pyrite, chalcopyrite, sphalerite and galenite.

The pyritic ores consist of the following ore and gangue minerals: pyrite, sphalerite, chalcopyrite, galenite, quartz, calcite, sericite, flogopite and chlorite.

Basing upon the interrelations of these minerals, and taking moreover in consideration, that the hydrothermal solutions which have been ascending at the close of the period of regional metamorphism could have been depositing the pyrite, we may dispose all the minerals in the following row, corresponding to the order of their appearence:

Close of the period of regional metamorphism: Pyrite, chlorite, sericite.
Ore-metamorphism: Pyrite, barite, carbonate, quartz, sphalerite, chalcopyrite, galenite, sericite.

Type. The Belousovsky deposit presents a peculiar type, that may be termed the „Altaian type“ according to the peculiar structure of the ore. The latter presents a combination of closely intermingled pyrite, chalcopyrite, sphalerite and galenite.

As to its type, the Belousovsky deposit is the most nearly related to the polymetallic deposits of the Urals (for instance those of Iulaly and Kyshtym) and rather nearly allied to some of the foreign ones: Mount Luell, Besshi, Mochibe Mine, Rio Tinto and oth.

Genesis. As to its genesis, the Belousovsky deposit pertains to the emanation deposits of the median zone of Lindgren. It has originated in result of the deposition of minerals from hydrothermal solutions, that have been ascending and circulating in the shear zone and metasomatically replacing the wall rocks. The concentration of the ore-bodies has been favoured in a certain degree by the desoxidizing action of the carbon-clayey schists, presenting the foot wall of the deposit.

ОБЪЯСНЕНИЕ ТАБЛИЦ I—III.

EXPLANATION OF PLATES I—III.

Табл. I.

Фиг. 1. Кварц (*Q*) нарастает на грани пирита.

Фиг. 2. То же.

Фиг. 3. Карбонат (доломит) (CO_2) нарастает на грани пирита (FeS_2) и по трещинке внедряется в зерно его. × 80.

Фиг. 4. Халькопирит ($CuFeS_2$) внедряется в зерно доломита (CO_2) и в виде тонких жилок проходит по спайности последнего. × 80.

Фиг. 5. Неправильное зерно пирита лежит в массе серицита (*Mc*). С одной стороны к пириту прилегает пластинка хлорита (*Ch*), а с другой зерно халькопирита ($CuFeS_2$) внедряется в зерно пирита, замещая его. × 70.

Фиг. 6. Зерно галенита (*PbS*) лежит в сфалерите (*ZnS*) и в виде тонкой жилки внедряется в него. × 70.

Фиг. 7. Неправильное зерно пирита лежит в массе сфалерита и халькопирита. Пластинка серицита (*Mc*) внедряется в зерно

Plate I.

Fig. 1. Quartz (*Q*) growing on the crystal faces of pyrite.

Fig. 2. Same as before.

Fig. 3. Carbonate (dolomite) (CO_2) growing upon the crystal faces of pyrite (FeS_2) and advancing along a minute crack into the grain of the latter. × 80.

Fig. 4. Chalcopyrite ($CuFeS_2$) penetrating into a grain of dolomite (CO_2) and spreading in the form of minute strings along the cleavage planes of the latter. × 80.

Fig. 5. Irregular grain of pyrite lying in a groundmass of sericite (*Mc*). On one side there is a plate of chlorite (*Ch*) abutting against the pyrite, whilst on the other a grain of chalcopyrite ($CuFeS_2$) is advancing into the grain of pyrite by replacement of the latter. × 70.

Fig. 6. A grain of galenite (*PbS*) lies in sphalerite (*ZnS*) and spreads into the latter in the form of a minute string. × 70.

Fig. 7. An irregular grain of pyrite lies in a sphalerite and chalcopyrite groundmass. A plate of sericite (*Mc*) is advancing into the grain

пирита. С одной стороны к пириту прилегает вытянутое зерно кварца (*Q*). × 70.

Фиг. 8. Жилка галенита (*PbS*) проходит в сфалерите (*ZnS*).

Фиг. 9. Неправильное зерно пирита лежит в массе сфалерита. Галенит в виде каймы прилегает к зерну пирита.

Фиг. 10. Неправильное зерно барита (*Ba*) лежит в массе сфалерита, который в виде жилки внедряется в барит. × 70.

Фиг. 11. Неправильное (частью замещенное) зерно альбита (T_1) лежит в массе сфалерита. С одной стороны в альбит внедряется барит (*Ba*).

Фиг. 12. Правильная пластинка серицита (*Mc*) лежит в массе сфалерита, который в виде тонкой жилки проходит по спайности серицита. × 200.

Фиг. 13. Кварц (*Q*) каемкой окружает зерно пирита (FeS_2) и жилками внедряется в него. × 35.

Фиг. 14. Жилки сфалерита (*ZnS*) пересекают тонкопластинчатую (войлочную) массу серицита (*Mc*). × 35.

of pyrite. The latter is flanked on one side by an elongated quartz grain (*Q*). × 70.

Fig. 8. A string of galenite (*PbS*) traversing sphalerite (*ZnS*).

Fig. 9. An irregular grain of pyrite lies in a groundmass of sphalerite. Galenite forms a rim bordering the grain of pyrite.

Fig. 10. An irregular grain of barite (*Ba*) lies in a groundmass of sphalerite, a minute string of which is advancing into the baryte. × 70.

Fig. 11. An irregular (partly replaced) grain of albite (T_1) lies in a groundmass of sphalerite. From one side baryte (*Ba*) is spreading into the albite.

Fig. 12. A regular plate of sericite (*Mc*) lies in a groundmass of sphalerite which forms a minute string spreading along the cleavage of the sericite. × 200.

Fig. 13. Quartz (*Q*) forms a rim about a grain of pyrite (FeS_2) and spreads into the latter in the shape of minute strings. × 35.

Fig. 14. Strings of sphalerite (*ZnS*) traverse a finely laminar (felted) mass of sericite (*Mc*). × 35.

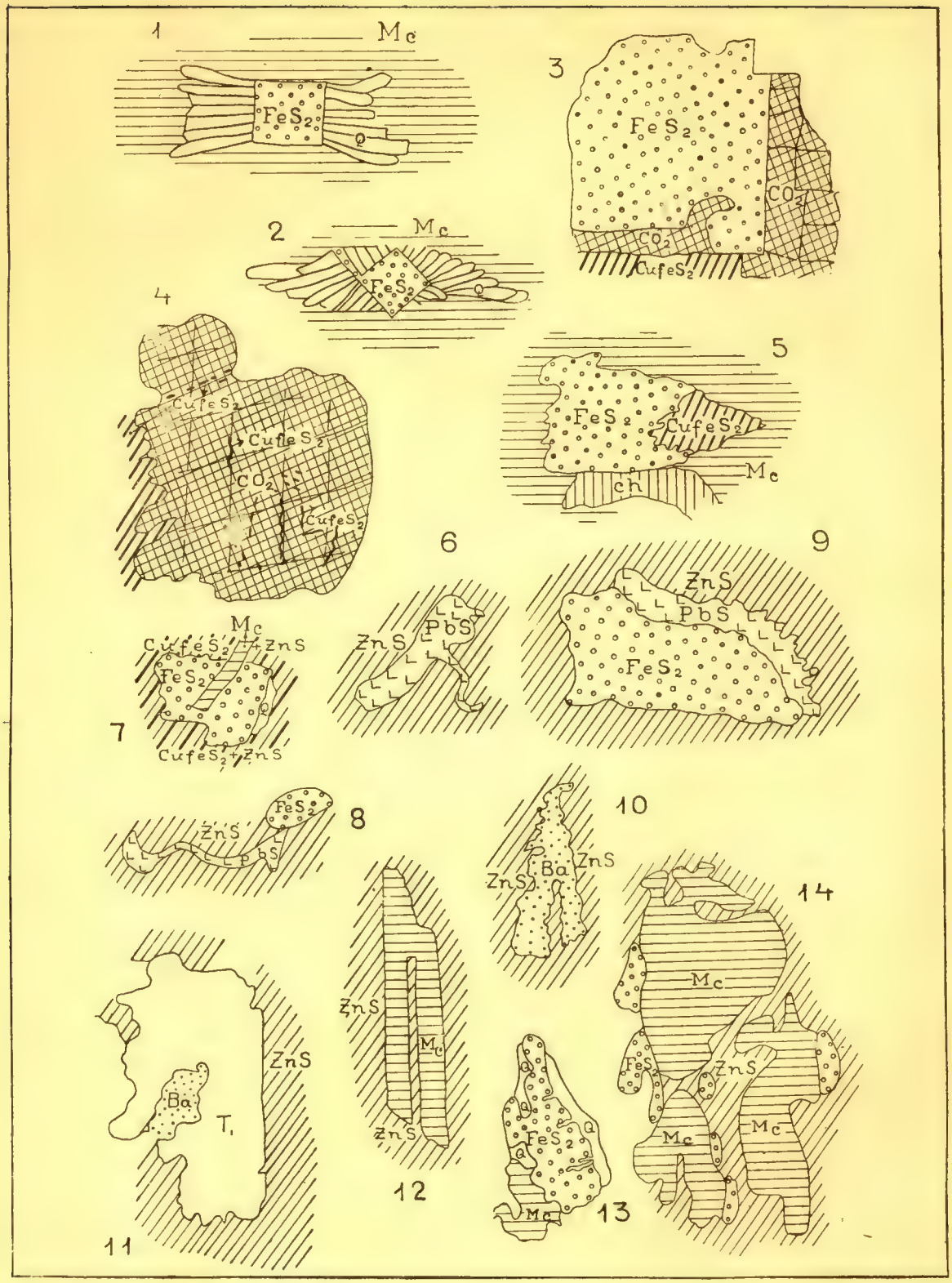

1
Mc
FeS2
Q
2
Mc
FeS2
Q
3
FeS2
CO2
CO2
CufeS2
4
CufeS2
CufeS2
CO2
CufeS2
5
FeS2
CufeS2
Mc
ch
6
ZnS
PbS
ZnS
7
Mc
CufeS2
ZnS
FeS2
Q
CufeS2
ZnS
8
FeS2
ZnS
PbS
9
ZnS
PbS
FeS2
10
Ba
ZnS
ZnS
11
ZnS
Ba
T.
12
ZnS
Mc
ZnS
13
Q
FeS2
Q
Mc
14
Mc
FeS2
ZnS
Mc
Mc

Табл. II.

Фиг. 1. Слабо изогнутый разорванный кристалл пирита лежит в серицитово-кварцевой массе. Трещина разлома в пирите заполнена той же серицитово-кварцевой массой.

Фиг. 2. Жилки галенита и халькопирита пересекают сфалерит.

Фиг. 3. Неправильное (частью замещенное) зерно карбоната—доломита (CO_2) ограничено с одной стороны сфалеритом, а с другой—серицитом (*Mc*). Пластинка флогопита (*Mf*) внедряется в зерно карбоната. По спайности последнего проходит жилка халькопирита. Неправильное зерно кварца внедряется в зерно карбоната. × 50.

Фиг. 4. В неправильном зерне кварца (*Q*) лежат пластинки серицита (*Mc*), замещающие его. × 80.

Фиг. 5. Неправильное (частью замещенное) зерно барита (*Ba*) лежит в сфалерите. Несколько округленные кристаллы пирита сцементированы баритом (*Ba*).

Фиг. 6. Неправильное зерно барита (*Ba*) лежит в сфалерите. По трещинке барита проходит жилка карбоната — доломита (CO_2).

Фиг. 7. Сфалерит внедряется в зерно карбоната—доломита (CO_2), замещая его.

Plate II.

Fig. 1. A feebly curved and disrupted crystal of pyrite lies in a sericite-quartz groundmass. The same sericite-quartz groundmass fills up the fracture-crack in the pyrite.

Fig. 2. Strings of galenite and chalcopyrite traversing sphalerite.

Fig. 3. An irregular (partly replaced) grain of carbonate (dolomite) (CO_2) is bounded on one side by sphalerite and on the other—by sericite (*Mc*). A plate of phlogopite (*Mf*) spreads into the grain of carbonate. Along the cleavage plane of the latter a string of chalcopyrite is spreading. An irregular quartz grain advances into the grain of carbonate. × 50.

Fig. 4. In an irregural quartz grain (*Q*) lie plates of sericite (*Mc*) which replace the latter. × 80.

Fig. 5. An irregular (partly replaced) grain of baryte (*Ba*) lies in sphalerite. Somewhat rounded crystals of pyrite are cemented by baryte (*Ba*).

Fig. 6. An irregular grain of baryte (*Ba*) lies in sphalerite. Along a minute crack in the baryte runs a string of carbonate (dolomite) (CO_2).

Fig. 7. Sphalerite spreads into a grain of carbonate (dolomite) (CO_2) by replacement of the latter.

Фиг. 8. Неправильное зерно барита (*Ba*) лежит в сфалерите, который в виде жилок проходит по спайности барита. × 70.

Фиг. 9. Неправильное (частью замещенное) зерно карбоната (CO_2) лежит в сфалерите. Пластинки серицита (*Mc*) пересекают зерно карбоната. Жилка сфалерита проходит между двумя пластинками серицита. × 80.

Фиг. 10. Кварц (*Q*) каемкой окружает кристалл доломита (CO_2) и в виде тонкой жилки глубоко внедряется по спайности его. Жилка халькопирита ($CuFeS_2$) пересекает каемку кварца и внедряется в зерно доломита. × 35.

Фиг. 11. Идиоморфный кристалл барита (*Ba*) лежит в массе сфалерита (*ZnS*). На границе барита и сфалерита проходит узкая пластинка серицита (*M*). × 150.

Фиг. 12. Колчеданистая руда, состоящая из пирита (FeS_2), халькопирита ($CuFeS_2$), сфалерита (*ZnS*), галенита (*PbS*), кварца (*Q*) и доломита (CO_2). × 150.

Фиг. 13. Жилки (линзы) колчеданистой руды в сланце.

Fig. 8. An irregular grain of baryte (*Ba*) lies in sphalerite, strings of which spread along the cleavage planes of the baryte. × 70.

Fig. 9. An irregular (partly replaced) carbonate grain (CO_2) lies in sphalerite. Plates of sericite (*Mc*) traverse the grain of carbonate. A string of sphalerite runs between two plates of sericite. × 80.

Fig. 10. Quartz (*Q*) forms a rim around a crystal of dolomite (CO_2) and spreads deeply by a minute string along the cleavage of the latter. A string of chalcopyrite breaks across the quartz rim and advances into the grain of dolomite. × 35.

Fig. 11. An idiomorphic crystal of baryte lies in a groundmass of sphalerite (*ZnS*). Along the boundary of baryte and sphalerite runs a narrow plate of sericite (*M*). × 150.

Fig. 12. Pyritic ore consisting of pyrite (FeS_2), chalcopyrite ($CuFeS_2$), sphalerite (*ZnS*), galenite (*PbS*), quartz (*Q*) and dolomite (CO_2). × 150.

Fig. 13. Stringers (lenses) of pyritic ore in schist.

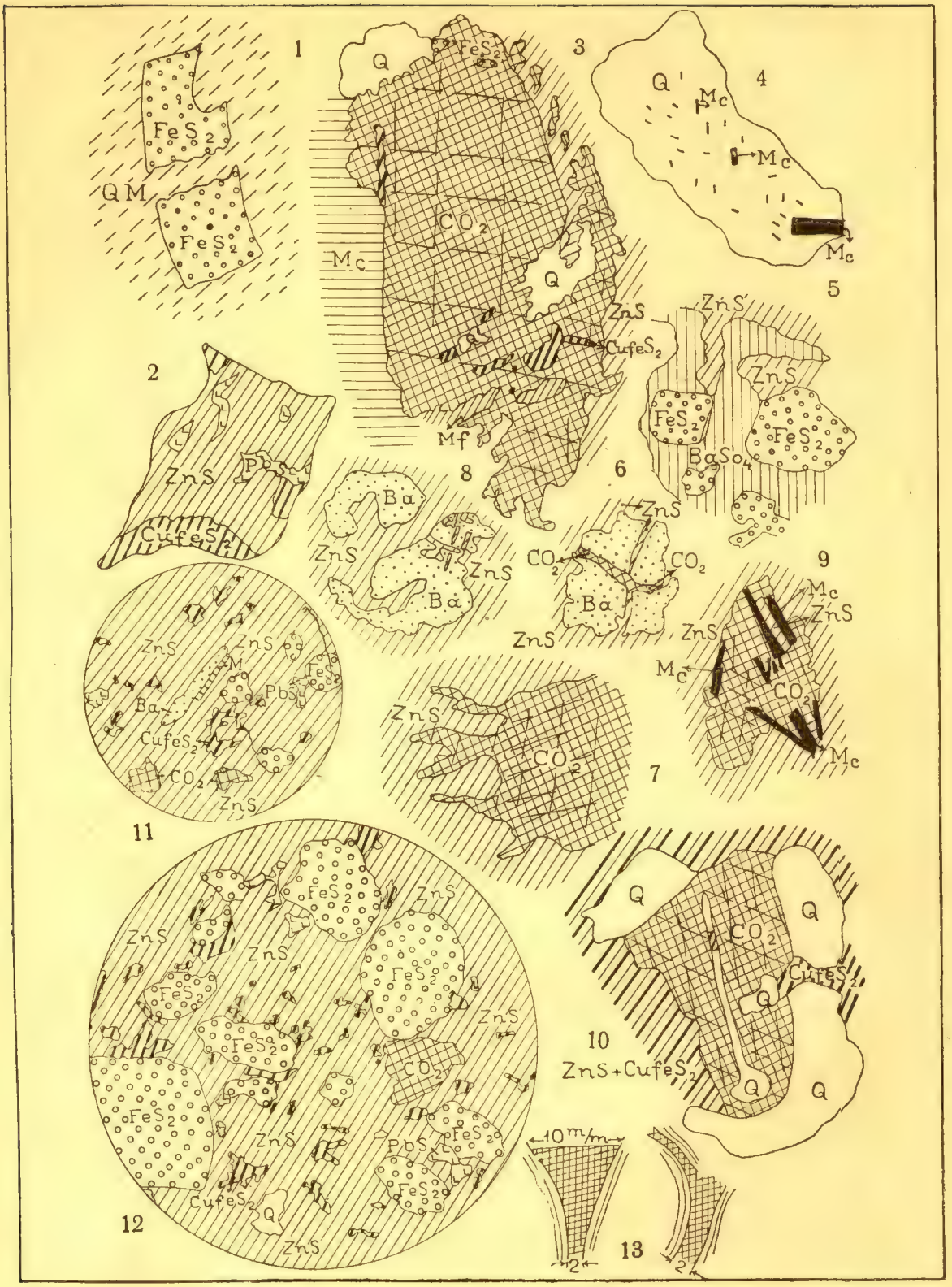

1
FeS2
QM
FeS2
2
ZnS
Pb
CufeS2
3
Q
FeS2
CO2
Mc
Q
Mf
4
Q
Mc
Mc
Mc
5
ZnS
ZnS
CufeS2
ZnS
FeS2
FeS2
BaSO4
6
8
Ba
ZnS
ZnS
Ba
ZnS
CO2
CO2
Ba
ZnS
9
Mc
ZnS
ZnS
Mc
CO2
Mc
11
ZnS
ZnS
M
Ba
Pb
FeS2
CufeS2
CO2
ZnS
7
ZnS
CO2
10
Q
Q
CO2
CufeS2
Q
Q
Q
ZnS+CufeS2
12
FeS2
ZnS
ZnS
FeS2
ZnS
FeS2
FeS2
CO2
ZnS
FeS2
Pb
FeS2
CufeS2
Q
ZnS
13
10 m/m
2
2

Табл. III.

Фиг. 1. Расплющенный фенокристалл кварца (*Q*) лежит в серицитово-кварцевой массе (*Mc*).

Фиг. 2. Несколько округленный фенокристалл альбита (T_1) лежит в серицитово-кварцевой массе.

Фиг. 3. На грани фенокристалла альбита (T_1), лежащего в серицитово-кварцевой массе (*Mc*), нарастают зерна карбоната.

Фиг. 4. Расщепленное на части зерно (фенокристалл) кварца (*Q*) лежит в серицитово-кварцевой массе.

Фиг. 5. Фенокристалл кварца в виде „Schwanzenquarz“ лежит в серицитово-кварцевой массе. Пунктиром обозначена начальная стадия расплющевания кварца.

Фиг. 6. Расплющенный фенокристалл кварца (*Q*) лежит в серицитово-кварцевой массе.

Фиг. 7. Округленный фенокристалл альбита (T_1) лежит в серицитово-кварцевой массе. Пунктиром обозначена первоначальная форма альбита.

Фиг. 8. Бобовидные включения кварца в хлоритово-кварцевом сланце (обн. № 21 d).

Фиг. 9. Плойчатость альбитофира и включенного в него кремнистого сланца.

Фиг. 10. Инъекция фельзитового альбитофира (обн. № 70) в мраморизованном известняке.

Plate III.

Fig. 1. A flattened quartz phenocryst (*Q*) lies in a sericite-quartz groundmass (*Mc*).

Fig. 2. A somewhat rounded phenocryst of albite (T_1) lies in a sericite-quartz groundmass.

Fig. 3. The facets of an albite phenocryst (T_1) lying in a sericite-quartz groundmass (*Mc*) are overgrown by grains of carbonate.

Fig. 4. A quartz grain (phenocryst) (*Q*) split in several parts lying in a sericite-quartz groundmass.

Fig. 5. A quartz phenocryst shaped as „Schwanzenquarz“ lies in a sericite-quartz groundmass. The dotted line shows the initial stage in the flattening of the quartz.

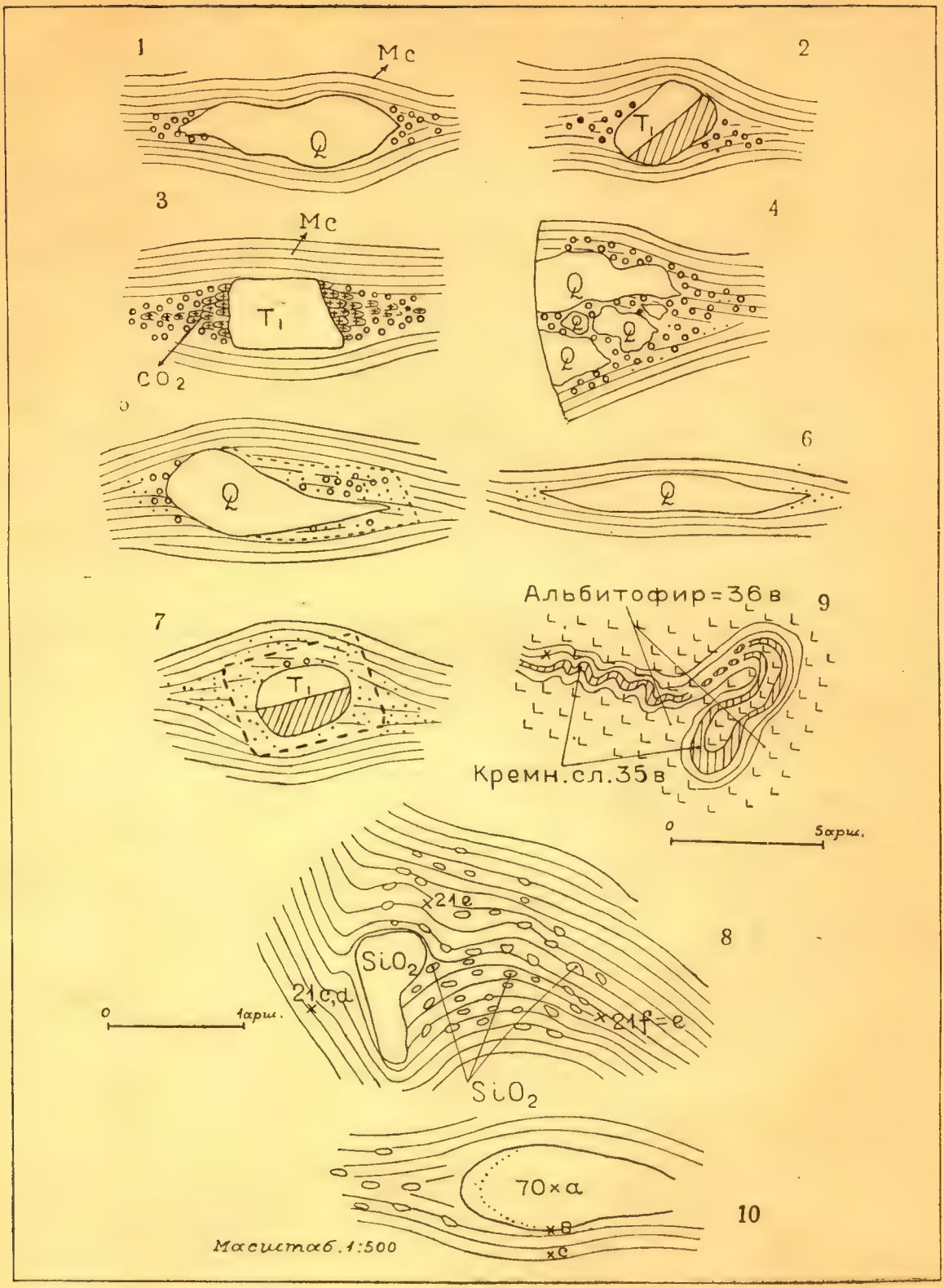
Fig. 6. A flattened quartz phenocryst (*Q*) lying in a sericite-quartz groundmass.

Fig. 7. A rounded phenocryst of albite (T_1) lies in a sericite-quartz groundmass. The dotted line shows the original shape of albite

Fig. 8. Bean-shaped inclusions of quartz in chlorite-quartzitic schist (outcr. № 21 d).

Fig. 9. Ruffled condition of albitophyre and of the inclosed flint schist.

Fig. 10. Injection of felsitic albitophyre (outcr. № 70) in marmorized limestone.


1
Mc
Q
2
T1
3
Mc
T1
CO2
4
Q
Q
Q
Q
5
Q
6
Q
7
T1
Альбитофир=36в
9
Кремн.сл.35в
0
5арш.
21e
8
SiO2
21c,d
21f=e
0
1арш.
SiO2
70×a
10
Масштаб.1:500

Переплетчик
С. Г. Чудова